

LIBRARY

FEB 6 1961



MINISTERIO DE MARINA

Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa

I. La plataforma de abrasión o «rasa mareal»

por

Joaquín Gómez de Larena

BOLETÍN DEL

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFIA

N.º 101

MADRID

Julio 1960

ULTIMOS NUMEROS PUBLICADOS

- 66.—FERNANDO LOZANO CABO: «Una campaña de prospección pesquera en Mar Menor (Murcia).»
- 67.—LUIS BELLÓN †: «Historia Natural del Atún, *Thunnus thynnus* (L.). Ensayo de síntesis.»
- 68.—PEDRO BALLE: «Análisis cualitativo del fitoplancton de la Bahía de Palma de Mallorca en 1953.»
- 69.—JOAQUÍN GÓMEZ DE LLARENA: «Algunos datos sobre sedimentos recogidos por el «Xauen» en la campaña de otoño de 1952.»
- 70.—FRANCISCO HERNÁNDEZ PACHECO: «Características del zócalo continental del Africa Occidental española». (Encuadernado con el boletín número 69.)
- 71.—Campañas del «Xauen» en los años 1949 y 1950. Registro de operaciones.
- 72.—M.^a DOLORES GARCÍA PINEDA y DOMINICA MONTEQUI: «Acerca de la sustancia anticoagulante de las algas rojas.»
- 73.—A. ROJO LUCIO: «Datos sobre la edad del bacalao (*G. callarias* L.), eglefino (*Melanogrammus aeglefinus* L.), colín (*Pollachius virens* L.) y locha (*Urophycis tenuis* Mitch.), con indicación de las técnicas usadas.»
- 74.—LUIS LOZANO y REV: «Sobre el fomento de la producción pesquera de las aguas marinas y salobres confinadas; en el litoral de España y en el de sus Territorios de Soberanía y de Protectorado.»
- 75.—A. R. DE LAS HERAS, R. LÓPEZ COSTA, F. CABAÑAS, L. RODRÍGUEZ MOLINS y J. BESADA: «Análisis de fondos de la Bahía de Cádiz.»
- 76.—ANGELES ALVARIÑO: «Estudio del zooplancton recogido en la campaña del «Vendaval», en Terranova. Marzo, abril y mayo de 1953.»
- 77.—ANGELES ALVARIÑO: «Zooplancton de Terranova (febrero, marzo y junio de 1955).» (Encuadernado con el Boletín núm. 76.)
- 78.—ANTONIO FERNÁNDEZ DEL RIEGO: «El contenido en carbono orgánico en los sedimentos de la ría de Vigo. Algunos datos sobre la relación carbono-nitrógeno.»
- 79.—D. MONTEQUI y M.^a D. GARCÍA PINEDA: «Algunas observaciones acerca de la determinación del contenido lipídico en harinas de pescado.» (Encuadernado con el Boletín núm. 78.)
- 80.—MIGUEL OLIVER: «Biología de la sardina de Baleares.»
- 81.—ANGELES ALVARIÑO: «Estudio del Zooplancton del Mediterráneo occidental.»
- 82.—ANGELES ALVARIÑO: «Zooplancton del Atlántico Ibérico. Campañas del «Xauen» en el verano de 1954.» (Encuadernado con el Boletín núm. 81.)
- 83.—«Campañas del «Xauen» en el Mediterráneo español y en las costas noroeste y cantábrica de España en el año 1951.»
- 84.—RAFAEL LÓPEZ COSTA y LORENZO RODRÍGUEZ MOLINS: «Determinación colorimétrica del plomo en el mejillón (*Mytilus edulis*) y en el agua de mar de la ría de Vigo.»

(Sigue en tercera página de la cubierta.)

OBSERVACIONES FISIOGRAFICAS EN EL LITORAL
DE GUIPUZCOA

I. LA PLATAFORMA DE ABRASION O «RASA MAREAL»

por

JOAQUÍN GÓMEZ DE LLARENA

Fig. 1. — «Rasa Marea» formada durante la marea baja en el mar de febrero de 1961. Al observar
las olas contra el Puerto Nuevo San Sebastián.

Fig. 2. — Marea alta.



FIG. 1.—«Roción» formado durante la marejada en el mes de febrero de 1951, al chocar las olas contra el Paseo Nuevo. San Sebastián.

Fot. F. Maturana.

JOAQUÍN GÓMEZ DE LLARENA

OBSERVACIONES FISIOGRAFICAS EN EL LITORAL DE GUIPUZCOA

I. LA PLATAFORMA DE ABRASION O «RASA MAREAL»

PREÁMBULO

El presente trabajo es una nueva contribución, por nuestra parte, al estudio de la costa de Guipúzcoa. En otros anteriores (14,18) *, hemos descrito algunos aspectos geológicos y paleontológicos de este litoral, que, gracias, precisamente, a la existencia de la plataforma de abrasión, se pueden reconocer con facilidad en muchos puntos de la costa porque durante la bajamar queda una faja, de anchura variable, al pie del acantilado, susceptible de recorrerse sin gran dificultad.

Son muchos los problemas que plantea esta línea, eternamente inquieta, que separa el mar de la tierra, límite entre los dos grandes dominios que se reparten la superficie del planeta. En esta primera nota nos detenemos a describir la «plataforma de abrasión» o «rasa mareal» que la marea deja al descubierto entre la pleamar y la bajamar, y que en gran parte de nuestra costa aparece bien caracterizada. Más adelante esperamos obtener datos sobre su prolongación bajo el mar y su enlace con otras zonas más profundas merced a las técnicas actuales de reconocimientos submarinos, que nos han de permi-

(*) Los números entre paréntesis indican las obras consultadas (páginas 57-59). Terminada la redacción de este trabajo en el verano de 1957, no comprende ya las obras aparecidas posteriormente.

tir establecer alguna hipótesis sobre bases más seguras que las que hasta ahora poseemos respecto a la morfología litoral de este segmento de la costa cantábrica, situado en el fondo del golfo de Vizcaya.

En esta nota prescindimos del estudio de las playas y desembocaduras de los ríos, que serán objeto de otra publicación.

En nuestro trabajo de ahora, recorreremos la costa de un extremo a otro, desde Saturrarán hasta Fuenterrabía, anotando las observaciones recogidas, acompañadas, sobre todo, de la documentación fotográfica correspondiente. Estimamos que la contribución más importante es así esta última, que, sin embargo, hemos reducido a la más fundamental. Tras este itinerario descriptivo siguen los resultados obtenidos.

En una segunda parte, que titulamos «Notas complementarias», exponemos las ampliaciones que estimamos oportunas, sobre todo al relacionar lo observado en nuestra costa con las cuestiones generales de la morfología litoral de otros segmentos cantábricos.

Al final se incluye la bibliografía correspondiente.

Salvo la primera y la última, las restantes fotografías que aquí figuran son del autor.

ESQUEMA MORFOLÓGICO GENERAL DEL PAÍS COSTERO

La costa de Guipúzcoa forma el segmento más oriental del litoral cantábrico español, cuya dirección general es sensiblemente la misma que la de los paralelos, en tanto que, a partir del vértice del golfo de Vizcaya en el estuario del Bidasoa, al otro lado del Golfo, en la orilla francesa, tiene un rumbo meridiano dominante. Comprendida entre los meridianos occidentales de Greenwich, $1^{\circ}47'30''$, en el cabo Higuer, y $2^{\circ}24'45''$, en la punta de Saturrarán, la costa de Guipúzcoa forma, en conjunto, una ancha bahía con un perímetro que pasa de los 60 kilómetros. Las medidas que hemos realizado en los planos y cartas de la Dirección General de Hidrografía nos dan las siguientes cifras en los distintos segmentos en que, para nuestro propósito descriptivo, consideramos dividido el litoral guipuzcoano:

Desde el límite de la provincia, cerca de Ondárroa, por Saturrarán y Motrico, hasta Deva (puente sobre el río): 7,8 kms. Desde el

pueblo de Deva hasta el faro de Zumaya : 9,9 kms. Desde el faro de Zumaya, por Guetaria y Zarauz, hasta la ría del Oria : 12 kms. Desde la ría del Oria hasta el monte Urgull : 9,8 kms. Desde el monte Urgull hasta el cabo Higuer : 20,8 kms.

Estos valores son sólo aproximados. Sería tarea fatigosa e inútil, por ahora, un minucioso recorrido de todos los entrantes y salientes que forman la costa, si bien la relación entre el perímetro general y el detallado es un dato de interés en los problemas de la evolución litoral, que más adelante será objeto de estudio.

Dos formas topográficas se reparten este litoral : la costa acantilada, tallada en la roca viva por la acción del oleaje, y las playas y desembocaduras de los ríos, constituídas por los depósitos litorales y fluviales. La costa rocosa forma el 89 por 100 del total, en tanto que las playas y estuarios sólo el 11 por 100. Se reconoce así el predominio agresivo, destructor, del mar, sobre el constructor de sus depósitos y de los sedimentos fluviales. Midiendo las playas y estuarios en la cuerda del arco que forman, tenemos : Saturrarán, 300 metros. Deva, 350 metros. Zumaya (playa de San Telmo), 200 metros. Boca del Urola, 300 metros. Guetaria, 400 metros (a uno y otro lado de la población). Zarauz, 2.100 metros. Orio, 500 metros. Bahía de San Sebastián y playa de Gros, 2.700 metros. Queda fuera de esta enumeración la gran playa de Fuenterrabía, en fase de rápida evolución merced a las construcciones portuarias, en pleno desarrollo actual.

La región costera de Guipúzcoa se desarrolla toda ella en los terrenos correspondientes a la facies *flysch* del cretácico superior y terciario inferior, que, en potente serie concordante, presenta un frente de ataque al ariete marino, por lo cual, a lo largo del litoral, se puede reconocer con limpieza su composición estratigráfica (figuras 24, 37 y 40). Más adelante detallaremos esta composición geológica. Su posición tectónica la deben a los movimientos orogénicos de edad pirenaica (acaecidos en el eoceno superior), y probablemente en parte, a los de edad sálica (al paso del oligoceno al mioceno). Conforme con la especial plasticidad de los terrenos de facies *flysch*, constituídos por la alternancia de estratos duros y blandos, sus series, sobre todo las cretácicas, se hallan fuertemente plegadas, con los estratos levantados y en algunos trayectos extensos incluso volcados, con cambios frecuentes en su rumbo y buzamiento. Con todo, la dirección dominante en el primero es, en Jaizquibel, la NE-SW ;

pasa luego en el centro a tomar la E-W para hacerse, al extremo occidental de la costa, NW-SE. La pendiente, inclinación o buzamiento general de los estratos o capas varía así, correlativamente, desde el NW en Jaizquibel, al N en el centro, hasta el NE en la costa de Igueldo a Saturrarán.

La gliptogénesis o modelado del relieve que los agentes geológicos externos realizan sobre este país costero ha creado una topografía sencilla, guiada por las diferencias en la resistencia a la meteorización y denudación de los terrenos. Desde el cabo Higuer hasta Zumaya, sobre la costa acantilada, se yergue bien definida una cadena montuosa constituida por las areniscas de cemento calizo de edad eocena. La cumbre Jaizquibel se alza a 550 m. de altitud. En Pasajes y en Orio, esta disposición monoclinual de los estratos permite abrirse entre ellos valles longitudinales típicos. El desarrollado entre Usurbil y Orio forma dos crestas paralelas, una que se alza sobre el mar con las cumbres de Mendizorrotz (411 m. altitud) y Talaygaña (360 m.). Este valle longitudinal ha sido ya dividido en segmentos por la erosión regresiva de los vallejos afluentes al río Oria, que corre paralelo a él. A la cadena litoral eocena acompaña en todo su recorrido una ancha depresión, labrada en las margas blandas del cretácico superior por la denudación fluvial, que es surcada por las corrientes subsecuentes, afluentes a las rías del Bidasoa y de Pasajes, en el segmento de Jaizquibel. Las rías cortan de través esta cadena litoral; la más típica, la ría de Pasajes, conserva bien los rasgos de su origen fluvial (13).

Al sur de esta depresión sublitoral de Jaizquibel se alza un país de penillanuras y colinas, de compleja estructura tectónica, desarrollado en diversos tramos triásicos, jurásicos y cretácicos. Los macizos del mármol urgoniano de San Marcos (277 m. altitud) y Chorrutoquieta (315 m. alt.) se destacan de estos niveles de arrasamiento. Por último, detrás de esta zona de terrenos secundarios, se encuentra la formación paleozoica, constituida por las pizarras de edad carbonífera, atravesadas por el plutón granítico de las Peñas de Aya, cuya cumbre alcanza 837 m. de altitud.

Al otro lado del segmento de la cadena litoral eocena que va desde San Sebastián hasta Zumaya, la depresión paralela que la acompaña es surcada desde Lasarte hasta Orio por el río Oria. Desde Orio hasta Zarauz, esta depresión queda interrumpida por una cresta montuosa de sentido meridional, que forma el promontorio de Amesti (188 m. alt.). En Zarauz se forma una amplia ensenada, rellena de

sedimentos cuaternarios y cerrada por la actual playa. Desde Zarauz hasta Zumaya, en donde termina la cadena eocena, la depresión sublitoral queda sustituida por un país de colinas en donde, no obstante, se reconocen los niveles de arrasamiento. En la cadena litoral se alza la península de Meagas, cuya cumbre, Gárate, mide 278 m. de altitud. El hondo valle inferior del Urola se abre paso a través de esta cadena eocena, dejando un retazo de ella en la pequeña península del faro de Zumaya.

Desde Zumaya hasta Saturrarán, la costa se halla formada por los terrenos del cretácico medio y superior, desarrollados en su facies *flysch*, dominante, con escasos isleos de calizas y no muestra una topografía tan bien definida como la eocena. Sin embargo, la estructura geológica ha guiado la gliptogénesis y se reconocen valles paralelos a la costa y otros transversos, normales a ella, aunque no tan destacados como en el segmento eoceno. Como hemos de ver, al describir la rasa mareal, en este segmento cretácico de Zumaya a Saturrarán, se ve el papel destructor de la abrasión marina, que ha decapitado varios vallejos de pendiente contraria al mar. Si bien menos patente que en la parte oriental, en esta región formada por los terrenos cretácicos, puede reconocerse una depresión sublitoral, estrecha y profunda, que es recorrida por la carretera desde Zumaya hasta el promontorio de Aitzlandi, que la separa de la ría de Deva. Sobre la ensenada de Aitzchuri, al oeste de Zumaya, se alza la cumbre de Pagoetagañe, a los 265 m. de altitud. Finalmente, entre Deva y Saturrarán, la cadena litoral está formada por el cerro de Santa Cruz (294 m. alt.), entre Deva y Motrico, y por el cerro de Alicante (233 m. alt.), entre Motrico y Santurrarán.

LA CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DE LOS TERRENOS QUE FORMAN LA COSTA DE GUIPÚZCOA

El mapa geológico de la figura 2.^a expresa en esquema la disposición general de estos terrenos. Con un buzamiento dominante de los estratos hacia el lado del mar, las series sedimentarias se van sucediendo sin discordancia angular visible desde los tramos más bajos, que afloran entre Saturrarán y Deva, hasta los más altos en Guetaria, Bioznar y cabo Higuer. La determinación estratigráfica en detalle está todavía por hacer, en general. Existen trabajos de

distintos puntos de la región. El más completo de la parte oriental se debe a P. Lamare (32). Del resto de aquélla tenemos estudios recientes de la formación eocena debidos a M. Ruiz de Gaona. Por nuestra parte, además de los trabajos ya citados, iniciamos ahora el reconocimiento estratigráfico de la costa desde Zumaya hasta Motrico (18).

Dos grandes grupos litológicos y estratigráficos se distinguen: de Motrico a Zumaya se desarrolla el *flysch*, constituido por una alternancia regular de estratos finos de pizarras y margas blandas, entre los que se intercalan aquí y allá otros de areniscas y, más especialmente, de sideritas (figs. 10 y 21). Por excepción, en el mismo Saturrarán, en esta serie, que por su color oscuro recibe el nombre de «*flysch negro*», se intercalan bancos de conglomerados poligénicos. Este tramo, el más bajo de la serie, contiene una fauna interesante, hallada por nosotros en la playa del Cardal, en Motrico.

En otra publicación tratamos de la estratigrafía y paleontología de este tramo con mayor amplitud (18). Nos es suficiente aquí indicar que entre los fósiles hallados se encuentra el ammonites *Peruquierea* (*Mortoniceras*) *potternense* var. *evoluta* Spath, que, limitado en su distribución vertical, nos da la edad vraconiense (utrillense o albiense superior). Además, se encuentran fragmentos de grandes ammonites fosilizados en siderita, en los que se conserva la línea de sutura, pero cuya determinación, al faltar la concha, es difícil e insegura. Junto con esta fauna de ammonites aparecen belemnites hasta ahora indeterminables; pequeñas conchas de gasterópodos, afines a *Trochus*; bivalvos grandes (*Inoceramus*). En la masa de la caliza negra margosa que contiene esta macrofauna se reconoce también la presencia de microfauna, que será objeto de ulterior estudio. A estos restos fósiles se agregan también fragmentos de lignito, rodeados por una envoltura caliza. Se ve así que existe una mezcla de las facies marina y continental en estos depósitos.

Un carácter especial de esta serie es la presencia de los lentejones de siderita compacta, silíceas entre las margas (figs. 10 y 21). Estos lentejones se reducen a menudo a bolas, que, talladas, muestran la disposición tabicada, dando clásicos ejemplos de septarias. La segregación de la marga hace caer estos lentejones y septarias, que resisten al ataque de la atmósfera y del mar y se acumulan con abundancia al extremo oriental de la playa de Deva. Este tramo lo denominó así, «tramo de septarias», para mejor caracterizarlo. La tendencia a la tabicación se encuentra asimismo en todos estos lentejones

ferruginosos, disponiéndose los tabiques según planos normales a los de la estratificación.

Desde Deva hasta cerca de Zumaya, al tramo de septarias sucede otro en el que predominan las margas pizarrosas sobre los bancos de arenisca caliza, menos frecuentes. Provisionalmente, en tanto llega una determinación estratigráfica detenida, este tramo entre Saturráran y Zumaya lo designamos como «senonense medio a cretácico inferior».

En Zumaya, la zona final de este tramo se hace más caliza (figuras 24 y 25). En sus estratos se encuentran ammonites de gran tamaño, que permiten atribuirles una edad maestrichtiense: *Pachydiscus* aff. *neubergicus*, *P.* aff. *tresvillensis*, acompañados de varios bivalvos (*Inoceramus*) y equínidos. Este tramo forma una banda estrecha, y lo designamos como «senonense superior».

En rápida sustitución, a este tramo sucede otro (fig. 37) fácil de distinguir por hallarse formado por calizas y margas rojas, en bancos de varios decímetros de potencia, y que desde Fuenterrabía hasta Zumaya adquiere en varios puntos un gran espesor, por lo que es explotado en sus bancos calizos como material de construcción. Los fósiles más característicos son los que constituyen su microfauna. *Rosalina* (*Globotruncana*) es el género más típico. Como macrofósiles se encuentran ammonites y equinoideos. Por excepción, en la cantera de Buenavista (Pasajes Ancho) existen restos dispersos de peces referibles a selacios, sobre todo vértebras y dientes. La edad exacta de este tramo de calizas y margas rojas está aún sujeta a discusión, si bien, por establecer el paso a estratos ya terciarios, lo designamos, provisionalmente, «danense» en nuestro mapa, conforme también con la atribución que le da P. Lamare (32).

Bajo el nombre de «paleoceno», distinguimos un conjunto de estratos calizos y margosos, en típico régimen alternante de *flysch*, que sigue inmediato sobre la caliza danense. Los fósiles hasta ahora encontrados pertenecen a la microfauna. En el frente de la costa, este tramo paleoceno ocupa toda la playa de San Telmo, en Zumaya (fig. 23), hasta la punta de Mariantón.

Por último, desde la punta de Mariantón (en el mapa, bajo la m de Zumaya) hasta el cabo Higuer, la costa se halla formada por las areniscas de cemento calizo, entre las que se intercalan zonas de *flysch* pizarroso, que contienen nummulites, acompañados por microfauna, equinoideos y bivalvos. La edad dominante en esta serie es la luteciense (eoceno medio) (38).

El carácter más típico de toda la formación de estratos que va de un extremo a otro de la costa guipuzcoana es la facies «*flysch*» en que se desarrolla, la cual consiste en la alternancia de estratos duros y blandos, que da lugar a la separación neta entre unos y otros y a que se conserven bien en los estratos duros los relieves y depresiones originados por las acciones mecánicas del agua o por los animales marinos, y que han creado una gran variedad de formas. En trabajos de autores anteriores y nuestros (14) se describen estas formas, cuyo estudio es objeto de la Paleocinología. Exponemos aquí cuatro ejemplos de estas formas (figs 6 a 9). Las observaciones paleocinológicas y estructurales de los sedimentos del *flysch* nos llevan a suponer que esta facies parece haberse formado en aguas poco profundas y aun en parte bajo un régimen de playa, mejor que en aguas de gran profundidad, como se imagina por otros autores, actualmente.

Como se ve en el mapa geológico, tres cuartas partes de la costa se hallan formadas por los estratos numulíticos, y la otra cuarta parte, por los estratos cretácicos. Veremos que en el desarrollo de las formas del litoral debidas a la acción del oleaje, junto a la naturaleza de la roca, desempeña un papel fundamental la posición de las capas frente al mar.

LAS FUERZAS MODELADORAS

La atmósfera.—La región costera de Guipúzcoa se encuentra en pleno dominio de la que en la geografía física de la península Ibérica se denomina «España húmeda», caracterizada por la elevada nubosidad, pluviosidad y humedad relativa, así como por la tendencia a la homogeneidad del clima a lo largo del año, sin diferencias grandes en la temperatura, circunstancia esta última, desde luego, propia del litoral en todas las costas del mundo. Anotamos a continuación algunos de los datos obtenidos en los Observatorios de Igueldo y Rentería, que agradecemos a los señores Santamaría y Leibar, respectivamente, y que estimamos suficientes para nuestro objeto.

Observatorio de Igueldo

Temperatura media anual en el quinquenio 1951-1955 : 13°1'.

Lluvia total media anual en litros por metro cuadrado en el quinquenio 1951-1955 : 1.547,2.

Humedad relativa media en el quinquenio 1951-1955 : 81 por 100.

Observatorio de Rentería

Lluvia total media anual en litros por metro cuadrado en el quinquenio 1950-1954 : 1.818.

Aunque estas cifras son ya bien elevadas, si se comparan con las de la «España seca», debemos advertir que en esta época que atravesamos es excepcional, dentro de un período de varios decenios de observaciones, por la tendencia a un clima cada vez más seco y frío, con inviernos rigurosos, de heladas que duran varios días, y de veranos calurosos. En años anteriores se han obtenido valores más altos aún. El año 1956 y el actual de 1957 acentúan esta tendencia, habiéndose registrado en el Observatorio de Igueldo, durante el mes de enero del año 1956, temperaturas de 20 grados bajo cero. Por el contrario, se han registrado lluvias de carácter excepcional, como la tromba de agua caída en los días 14 y 15 de octubre de 1953, causante de graves perjuicios por muchos sitios de la provincia (15). Citaremos algunas cifras registradas en diversas estaciones el día 14 de octubre de 1953. Igueldo : 126,5 litros por metro cuadrado ; Articutza (Navarra, fuentes del Añarbe, río abastecedor de agua potable a San Sebastián, cuenca del Urumea) : 293 litros por metro cuadrado ; Legazpia (cuenca del río Urola) : 237 litros por metro cuadrado.

En esta atmósfera húmeda y relativamente templada, bajo las frecuentes lluvias del clima litoral, sin grandes oscilaciones térmicas (salvo los años excepcionales), la *meteorización* de las rocas se realiza con especial rapidez, formándose los suelos de cultivo que, dentro de una clasificación edafológica provisional, podríamos calificar de «tierras pardas». El lavado o podsolización de estos suelos se reconoce en algún punto de la región litoral formada por los terrenos numulíticos (fig. 15). Un caso particular de la disgregación atmosférica o meteorización de las rocas lo presentan los niveles de bolas de la arenisca caliza eocena, que será objeto de una nota posterior.

En la formación del modelado, tanto del cantil marino como del talud fluvial, desempeña un papel decisivo la ya indicada alternancia de las capas duras con las blandas o menos duras, que es característica del régimen sedimentario «flysch». Si la inclinación de los estratos es pronunciada, éstos tienden a deslizarse, sueltos o en grandes masas (figs. 12 y 24). La demolición del terreno por el deslizamiento de los estratos se acentúa en la zona acantilada litoral, batida por el oleaje, pero se encuentra también en los valles fluviales

del interior. En la gran inundación del 14 al 15 de octubre de 1953, en diversos puntos de la provincia de Guipúzcoa, se constituyeron argayos de gran amplitud (valle del Urola, valle del Ursuarán, en la cuenca del Oria superior).

TALUD FLUVIAL Y CANTIL MARINO

En el ciclo normal de la erosión fluvial desarrollada en los valles y montes próximos al mar, nivel de base general, la pendiente del terreno es acentuada, pero se reconoce bien la diferencia que existe entre ella y el cantil o talud creado por la acción del mar, que corta bruscamente la superficie tallada por la denudación subaérea. Guilhaud (20) propone llamar «falso cantil» al talud creado por la erosión fluvial, para distinguirlo del verdadero marino. Creemos preferible usar los términos «escarpe», «escarpa», «talud fluvial o subaéreo» y «cantil marino» o simplemente «cantil» o «acantilado» para cada una de estas formas topográficas, respectivamente.

LA ACCIÓN DEL MAR

El mar actúa de varios modos en su ataque contra la tierra. En nuestra costa, la acción química del agua de mar sobre las rocas sumergidas, a juzgar por las observaciones recogidas en distintos puntos del litoral respecto a la conducta de las rocas destinadas a la construcción de escolleras, es de menor importancia que la realizada por el agua atmosférica en su inmediata vecindad, a pesar de su composición salina, que parece favorecer la actividad disgregante del material que constituye el terreno. Incluso las rocas, ya alteradas por la meteorización atmosférica, resisten por más tiempo si quedan ocultas bajo el agua.

La acción mecánica del mar que más importancia tiene es la del oleaje. Las corrientes marinas litorales no hemos podido todavía reconocerlas, aunque esto no quiere decir, en modo alguno, que no puedan existir. Podríamos referir a ellas la presencia de algunos cantos rodados extraños al material autóctono que forman las playas. Queda para más adelante, al estudiar los depósitos litorales, dedicar más atención a este tema.

En la costa guipuzcoana, la acción mecánica del oleaje contra

ella se halla condicionada por la existencia de la marea, que desplaza la orilla rítmicamente en su juego alterno de la pleamar y de la bajamar, realizado dos veces al día. Los desplazamientos de la masa oceánica debidos a la marea alcanzan un valor considerable, como se reconoce según los datos siguientes, tomados de las «Tablas de mareas de la ría y puerto de Bilbao» para el año 1957.

La pleamar máxima se alcanza los días 16 de febrero, 17 de marzo y 24 de septiembre, con un valor de 4,41 metros sobre el nivel de la bajamar equinoccial. La pleamar mínima se registra el día 24 de marzo, con un valor de 2,81 metros sobre ese mismo nivel.

La bajamar máxima se tiene el día 23 de octubre, con el nivel cero, el mismo que sirve de base y corresponde a la bajamar equinoccial. La bajamar mínima se tiene el día 24 de marzo, con 1,49 metros en San Sebastián.

Entre estos dos límites de la pleamar y de la bajamar se desarrolla en la mitad occidental de nuestra costa la «plataforma de abrasión», mientras que en la oriental queda mucho más limitada.

Como ya en el título de este trabajo se señala, usamos como sinónimo de plataforma de abrasión el de «rasa mareal», que merece una explicación. El término «rasa» («llano alto y despejado de un monte», según el Diccionario de la Lengua Española) lo vengo ya usando hace tiempo (12), tomándolo del lenguaje asturiano. A lo largo de la costa de Asturias, las planicies que se alzan a gran altura sobre el nivel del mar, llevan este expresivo nombre unas (rasa Fitoria, rasa de Lucas, etc.), mientras que otras, más elevadas aún, se llaman «sierras planas», porque, en efecto, parecen sierras arrasadas. (En las «Notas complementarias» volveremos sobre estas rasas, cuyo origen sigue siendo objeto de viva discusión desde nuestra nota de 1927). El adjetivo «mareal», ya empleado por mí en otras publicaciones (16), sustituye al de «intertidal» o «intercotidal» que usan los autores extranjeros, extraño híbrido derivado de *inter*=entre (en latín) y *tide*=marea (en inglés).

Exponemos a continuación algunos datos sobre el oleaje en nuestro litoral, tomados de la obra fundamental de R. Iribarren y C. Nogales (26). El oleaje, producido por la acción del viento sobre la superficie del mar, presenta en nuestras costas las mismas variedades que en otros puntos de los grandes océanos. Dependen del rumbo e intensidad del viento generador y de la distancia a que queda el centro o punto de origen del oleaje los caracteres que adquiere la ola.

En la figura 3 se reproduce otra tomada de la citada obra, en

donde se ve la distribución de los vientos en el contorno de la Península Ibérica. Según las observaciones que sirven para establecer esta síntesis sobre el régimen de los vientos en el litoral cantábrico, en la primavera y verano predominan los vientos del norte, y en invierno y otoño, los de los cuadrantes tercero y cuarto, que abarcan desde el SW hasta el NW.

El viento que mayor movimiento provoca en el mar es el noroeste, que, a veces, sumado al sur, adquiere una gran intensidad. Si el centro de origen del oleaje, es decir, el lugar donde el viento actúa sobre el mar, está situado lejos del golfo de Vizcaya (por lo general, en el Atlántico septentrional, al sur de Groenlandia, a una distancia de 4.000 o más kilómetros), se producen olas que al acercarse a nuestra costa alcanzan alturas de más de nueve metros, longitudes de cerca de trescientos metros y períodos de dieciocho segundos. Estas olas, típicas del «mar de fondo», son las que mayor daño causan en la costa, y especialmente en las construcciones humanas.

Por el contrario, la galerna, que es un viento local del sector NW, y que aparece súbitamente en nuestra costa, origina marejadas de superficie, peligrosas para las embarcaciones de pequeño calado, pero menos para las obras portuarias. La altura y longitud de las olas producidas por la galerna son mucho menores, con períodos que pueden llegar hasta los trece segundos. Pasado este valor, sin embargo, se convierten en temibles marejadas.

El trabajo efectuado por las olas se revela en la enorme presión registrada en las costas atlánticas inglesas. Stevenson ha obtenido valores que oscilan entre 20 y 40 toneladas métricas por metro cuadrado. Este autor llega a estimar, en marejadas de excepcional intensidad, hasta 100 toneladas métricas por metro cuadrado. En la costa cantábrica, el valor máximo obtenido no pasa de las 30 toneladas métricas por metro cuadrado. Se ha podido demostrar, merced a los estudios de Iribarren sobre los aparatos registradores, que en nuestras costas, los valores superiores son falsos y se deben a la equivocada interpretación del poder amplificador de tales instrumentos.

Mediante dinamómetros distribuidos en un lugar adecuado de la costa de Dieppe (Francia), Iribarren ha podido ver que, según sean las condiciones en que la ola incide contra el cantil, así queda registrada la presión correspondiente en el dinamómetro. Se comprueba que la acción de la ola es equivalente a la del impacto de la bala de un fusil, es decir, puntiforme, concentrada y no extendida. Los dinamómetros, dispuestos en cruz o en otra forma, registran así varia-

ciones enormes de esta presión y confirman la hipótesis del impacto concentrado y, por tanto, la falsedad de la extrapolación resultante de observar el registro de un solo dinamómetro.

El valor máximo, comprobado en la costa cantábrica, de las treinta toneladas métricas por metro cuadrado es, sin embargo, enorme. Los efectos de las grandes marejadas se reconocen por todos lados. En Guipúzcoa, la marejada del mes de febrero de 1951 ha producido graves desperfectos en diversas edificaciones, entre otros, la destrucción de parte del muro de defensa del barrio de Gros, en San Sebastián. Las olas, al romper contra el muro del Paseo Nuevo, dieron lugar a espectaculares «rociones» o proyecciones verticales de la masa de agua (portada) de considerable altura, y dejaron desparramados grandes montones de escombros. Algunos bloques, lanzados sobre el muro, llegaron a pasar, en esta marejada, de más de una tonelada de peso. En San Juan de Luz, en otra ocasión semejante, una masa de piedra y cemento de 40 toneladas de peso quedó encima del parapeto de la playa.

A veces, los rociones se deben a la formación de una burbuja de aire, la cual, ascendiendo hasta la superficie, estalla y hace subir la masa de agua, incluso a alturas superiores a los 60 metros.

El oleaje actúa contra la costa rocosa por presión, succión, choque, ametrallamiento y saltación (20). La observación en lugares apropiados, como la ensenada de Aitzchuri (Zumaya) o la playa del Cardal (Motrico), muestra la compleja acción demolidora del ariete marino. Ya antes hemos indicado los datos obtenidos por R. Iribarren y C. Nogales respecto a la presión. La succión se realiza al descender la masa de agua, que arrastra consigo los materiales sueltos y favorece el desprendimiento de otros, adheridos aún al cantil. Por la acción del choque, el ejemplo clásico de Wick nos hace ver la potencia que alcanza en los materiales ya sueltos. Según los técnicos, durante la fuerte marejada padecida en este puerto de Escocia un día del año 1877, el choque de las olas desplazó un bloque de cemento de 2.600 toneladas del lugar donde se había colocado. En cambio, el efecto resultante de su acción sobre la pared es mucho más limitado. El ametrallamiento, es decir, el golpe de las piedras sueltas, lanzadas por la ola rompiente contra el cantil, se observa durante las marejadas fuertes, pero su acción es también limitada. La saltación o surgimiento del agua se realiza, como ya antes hemos visto, por los rociones verticales.

Hace ya tiempo que se conoce la enorme potencia del oleaje en

la costa cantábrica, merced al registro de la agitación microsísmica por ella producida y revelada en distintas estaciones geofísicas de Europa, provistas de aparatos de gran sensibilidad (29).

La labor destructora del oleaje varía para cada punto de la costa según los caracteres que aquél presenta. Su eficacia es mayor durante las grandes marejadas o en los días de resaca. Lo mismo que ocurre en la tierra firme, en donde se ve que la obra erosiva de las corrientes fluviales alcanza su máxima intensidad en los períodos de fuertes lluvias, mientras en los de tranquilidad pluvial sólo se contenta con ligeros retoques, en la abrasión marina, la demolición de la costa, la formación o destrucción de los cordones litorales y playas se realiza durante los días de fuertes mareas y de mar de fondo. En los días de resaca es frecuente oír el rumor que producen los cantos y gravas que se desplazan sobre la rasa mareal, siguiendo los movimientos de ascenso y descenso de las olas. Se observa que, por lo general, las olas adquieren mayor empuje en la pleamar que en la bajamar. El mecanismo de la formación de los cantos y gravas en la ensenada de Aitzchuri tendremos ocasión de describirlo más adelante.

La participación que los organismos, vegetales y animales, tienen en la labor abrasiva es muy limitada. Las algas actúan, en general, protegiéndola en las zonas de marea baja no sometidas al roce violento de los cantos y gravas contra el suelo. Los erizos forman pequeñas colonias en las pozas de erosión torbellinar de la zona de bajamar, labrando cada uno su propia cueva, donde quedan aprisionados. Menos eficaz es aún la obra de los gusanos y bivalvos calcícolas, mientras que, por el contrario, los gusanos tubícolas, constructores de colonias (*Sabellaria* y afines), actúan también como protectores de las zonas donde habitan.

DESCRIPCIÓN DE LA COSTA DESDE SATURRARÁN HASTA FUENTERRABÍA

De Saturrarán a Motrico.—Desde el límite de la provincia, al pie de la carretera a Ondárroa, hasta el puerto de Motrico.

Este segmento comprende un perímetro total de 3.350 metros, dividido a su vez en los siguientes tramos, desde el pie de la carretera hasta la punta de Saturrarán: 300 metros. Desde la punta de Saturrarán hasta la punta de Cardal: 2.850 metros. Desde la punta de Cardal hasta el malecón exterior del puerto de Motrico: 200 metros.

Esta es la costa que pertenece a un promontorio de elevado relieve, cuya cumbre se halla en el cerro de Alicante, de 244 metros de altitud. A uno y otro lado de la cresta divisoria, orientada de NNW. a SSE, se desarrollan amplias hondonadas (Leizarra, etc.), sobre todo del lado del mar. Un profundo valle longitudinal, por donde va la carretera de Motrico a Saturrarán, separa este promontorio de los macizos de San Blas (251 m.) y Santa Cruz (336 m.). Lo mismo a uno que a otro lado, las laderas son escarpadas y la línea de nivel de los 100 m. de altitud queda cerca del borde acantilado del litoral. Desde arriba se observa así, lo mismo que desde la plataforma de abrasión, la importancia que alcanza la labor destructora del oleaje en progresivo avance contra la tierra.

El tramo primero está ocupado por la playa de Saturrarán, que se enlaza por su extremo oeste con la playa de Ondárroa, mientras que por el extremo oriental termina en las islas que forman la punta de Saturrarán. Dejando, como ya indicamos antes, la descripción de la playa para otra ocasión, veremos que el cantil vivo que le sirve de fondo está constituido por estratos verticales o subverticales, que en las casas del antiguo seminario muestran un rumbo de N 64° W y un buzamiento de 75° al NE. Interestratificado con areniscas bastas, oscuras, aparece un conglomerado de cantos poligénicos, con predominio de los de arenisca o cuarcita, que consideramos como la serie sedimentaria más baja de los terrenos que forman el litoral guipuzcoano. Al llegar a la punta de Saturrarán, las areniscas son sustituidas por una marga caliza pizarrosa que forma paquetes de cerca de un metro de potencia, con estratos delgados, alternantes con otros más duros calizo-arenosos. Pasada la punta, yendo por la rasa marreal hacia Motrico, entre las margas calizas blandas se intercalan los lentejones de siderita (carbonato de hierro) ya antes citados (página 8, figs. 10 y 21). Estos lentejones de siderita siguen formando parte de la serie estratigráfica hasta más allá de Deva.

Poco antes de llegar a la playa del Cardal se encuentra el nivel fosilífero vraconiense, que nos permite datar estratigráficamente estos terrenos (18).

Las capas o estratos de esta serie vraconiense mantienen un rumbo en gran parte paralelo a la costa hasta llegar a Motrico, en donde se hace más E-W. El buzamiento se conserva homogéneo hacia el noreste, pero inclinándose cada vez más las capas hasta llegar a la punta de Cardal para levantarse luego hasta los 60-70° al acercarse al puerto de Motrico.

La rasa mareal formada en estos terrenos de margas deleznales muestra una gran uniformidad; en algunos trayectos, al alejarse el mar hasta su límite inferior, se puede caminar cómodamente por ella (figs. 5, 21, 22). La labor del oleaje en estos materiales es fácil. La roca, atacada al pie del cantil, se desploma formando grandes bloques, de contorno prismático predominante. Cruzada por varios sistemas de pizarrosidad, el ariete marino la destruye con rapidez. Se reconoce una progresiva disminución en el volumen de los bloques, que al alcanzar un determinado tamaño, algo menor que el del metro cúbico, se mueven en masa durante las marejadas fuertes y quedan luego apilados (fig. 20).

En esta plataforma de abrasión de los terrenos vraconienses no se forman cordones litorales permanentes de gravas, sino que éstas, muy escasas, quedan desparramadas por su superficie, hasta que se disgregan del todo, y, arrastradas por las olas, se depositan fuera de ella. Se observan algunos episodios interesantes producidos por la masa de agua que, sobre todo al subir o bajar la marea, crea condiciones especiales de remolino con las que la roca es atacada (figuras 16-19). La arena y la grava, que en reducidas cantidades se conservan sobre la plataforma, contribuyen a esta acción.

La formación de estas particularidades que pone al descubierto la bajamar en la plataforma de abrasión de la punta de Cardal, ofrece problemas que, por ahora, no podemos detenernos a resolver. La «evorsión» o formación de las pilas de remolino y la conservación de parte de éstas en el vértice de pequeños conos, labrados en la marga (fig. 18), se deben realizar bajo condiciones que requieren una cierta estabilidad, incompatible con el perpetuo subir y bajar de la masa de agua. Tal vez en las fases de *estoa* se hallen condiciones semejantes a las constituídas en las corrientes fluviales, las cuales conducen a la formación de las pilas de remolino fluvial. La figura 16 muestra el contorno circular más perfecto de una de estas pozas de remolino, pero la masa oscura de la parte izquierda, que llena casi toda la depresión, es la misma roca, *in situ*, en donde se ha labrado la boca. En cambio, la figura 17 muestra el contorno cilíndrico, hasta el fondo, de cerca de medio metro, cubierto por el agua y con una leve capa de gravilla y arena. La figura 19 muestra diversas fases de la erosión torbellinar o evorsión en otro punto cercano, que hace pensar en un ciclo destructivo, el cual debe realizarse bajo el agua merced al sistema de remolinos allí creados.

El cantil de la costa vraconiense deja ver limpiamente la serie

sedimentaria que lo forma. Los desplomes o argayos que de él se desprenden por la fuerte pendiente creada merced al oleaje, son bien pronto barridos y eliminados por este último. Así, la base del cantil se halla sometida directamente al trabajo de las olas. La formación de las cuevas debidas al oleaje queda reducida en esta costa a las que se hallan cerca de Saturrarán y a otras aún más pequeñas a medio camino a Motrico.

La consistencia media de estos terrenos no permite al cantil de abrasión mantenerse erguido más que en pocos sitios. Sin embargo, se observa bien en su borde superior el contorno primitivo, modelado por la erosión fluvial, en la superficie antes de ser alcanzado por la labor destructora del oleaje. Se ve aquí la forma de los valles fluviales, que han quedado «colgados», «discordantes», sobre el nivel de base general del mar. En la punta de Cardal se aprecia bien esta discordancia entre la erosión fluvial y la marina en el pequeño valle que, cortado por la espalda, muestra sus laderas abiertas hacia el puerto de Motrico.

La rasa mareal del vraconiense entre Saturrarán y Motrico es de reducida anchura. La máxima entre las líneas de pleamar y bajamar es de unos 200 metros. En la figura 5, tomada del «Plano del Puerto de Motrico», de la Dirección de Hidrografía, Madrid, 1903, se ven todavía islotes rocosos por encima de la pleamar equinoccial, que actualmente ya no existen. La plataforma de abrasión de Saturrarán-Motrico tiene una pendiente visible, cuyo valor es, sin embargo, muy reducido. Calculamos que el ángulo formado con la horizontal, desde la línea de bajamar hasta la de pleamar, es de un grado y medio. La labor de los remolinos que roen y destruyen la plataforma trata todavía de rebajar más esta pendiente, con lo cual el equilibrio no se halla aún establecido, sino que la obra niveladora del oleaje ha de seguir atacando hasta alcanzar una pendiente nula o muy próxima a la horizontal.

Salvo las cuevas citadas, en la línea de pleamar de este segmento no se observa la balma de abrasión que, conforme con otros autores, sólo por excepción se reconoce en las costas de estratos llanos o subhorizontales, desigualmente afectados por la labor destructora del oleaje.

De Motrico a Deva.---Desde el dique o muelle interior del puerto de Motrico hasta la orilla opuesta de la profunda ensenada en que se halla (Cristosúloku), se miden unos 200 metros. Desde este

punto, pasando por las puntas de Alcolea, Picharri (Arrancasi) y Arrilaban, hasta el malecón exterior del puerto de Deva, se miden 2.600 metros.

Al principio, esta costa es acantilada y aun desplomada, como se ve en la punta de Arlabán. El imponente acantilado que se desarrolla en la punta de Alcolea (fig. 11) deja ver en su base un estrato constituido por un deslizamiento submarino, de edad infracretácica. Se descubren grandes paquetes de estratos envueltos en remolinos de la marga. El análisis detenido de este episodio sedimentario geológico nos podría mostrar la afinidad de este tramo con otros visibles al fondo de la ensenada de Deva, que tal vez correspondan a este mismo nivel.

Luego, entre Arlabán y Arrancasi, se desarrolla un argayo de gran extensión, que ha hecho descender un trozo de la carretera. Desde la punta de Arrilaban hasta Deva se ve bien la constitución del terreno, en el que, si bien hasta ahora no hemos hallado fósiles clasificables, creemos que pertenece al mismo nivel del vraconienso de Motrico, acaso algo superior a este último y en el que se intercalan capas más duras de arenisca y siderita.

La dirección general de los estratos en este segmento es la E-W, con un buzamiento de 40 a 45° al N. Esta fuerte pendiente, unida a la facilidad con que resbalan unos sobre otros los estratos del *flysch* y a la acción socavadora del mar, ha favorecido la formación de este argayo (fig. 12).

Al pie de esta zona se desarrolla una estrecha playa de cantos rodados de caliza, de tamaños medio y pequeño.

A ambos lados de la playa de Deva, considerablemente acrecida por las obras portuarias, se ven, durante la bajamar, sobre todo al lado derecho, los cantos, rodados por el oleaje, que resultan de la demolición de los estratos de siderita, entre los cuales se encuentran también, aunque más raramente, las septarias. Fácil es reconocer estas últimas por su forma esferoidal o elipsoidal y la tendencia de su superficie a deshojarse en escamas. La mayor parte de estas septarias se desprende de la superficie de los estratos del *flysch*, que se alza, subvertical, a la altura del kilómetro 43 actual de la carretera.

De Deva a Zumaya.—De una a otra orilla de la playa de Deva (desde el extremo del malecón más al oeste hasta la base del kilómetro 43) se miden 850 metros. A partir de aquí, la costa se alza

acantilada y en parte desplomada en la punta Aitzaundi, para seguir luego hasta la punta de Aitzehuri por una zona argayada, en la que el ferrocarril de la costa, a la altitud de los 70 metros, ha debido ser desplazado en un trayecto de más de medio kilómetro, hacia la falda del monte que por el sur lo contournea. Desde el pie del kilómetro 43 de la carretera, cerca de Deva, hasta la punta de Aitzehuri, pasando por la de Aitzaundi, la costa tiene, pasando por la punta de Endata, un desarrollo de 2.300 metros. Desde la punta de Aitzehuri hasta la de Sacuneta, la costa aparece muy recortada, con pequeños y profundos entrantes, que corresponden a otros tantos vallejitos tajados por el cantil litoral. Este trayecto y el que le sigue hasta la punta de Aitzgorri (Algorri), que forma la punta de San Telmo, en Zumaya, es el que más episodios y detalles presenta en la labor destructora de la abrasión marina de todo el litoral guipuzcoano. Desde Aitzehuri hasta Sacuneta se cuentan, en línea recta, 1.200 metros; desde Sacuneta hasta Aitzgorri, la ensenada de Aitzehuri tiene una cuerda de tres kilómetros (fig. 4).

Formando una pequeña loma paralela a la costa, el terreno que encierra la ensenada de Aitzehuri se eleva rápidamente hasta alcanzar en la cumbre de Pagoetagañe la altitud de 265 metros, a una distancia del mar, en línea recta, de 700 metros.

Las rocas que forman este segmento pertenecen a niveles estratigráficos cada vez más altos a partir de Deva. En la parte occidental de la costa no hemos hallado, hasta ahora, macrofósiles determinables. En cambio, a medida que nos acercamos a la punta de Aitzgorri, aparecen inoceramos y ammonites. En los estratos finales, antes de ser sustituidos por las margas y calizas rojas del danense, hemos hallado *Pachydiscus* aff. *norvegicus*, *P.* aff. *fresvillensis*, equinoideos y grandes *Inoceramus*. Suponemos así la edad maestrichtiense para esta serie superior. Se halla en estudio la microfauuna, que ha de permitir, además, determinar la transición al que, provisionalmente, llamamos danense, representado aquí por las margas y calizas rojas del paredón de la punta de San Telmo.

Si escasean los macrofósiles en este segmento, salvo en su parte oriental, en cambio las pistas de las caras inferior y superior de las capas duras del *flysch* se presentan con gran limpieza en los materiales que de continuo caen desplomados hasta la plataforma litoral (fig. 24). Se observan también las pistas mecánicas de los *ripple-marks*.

Hacia la parte de Deva, en medio de la formación del *flysch*,

de capas duras de areniscas calizas, alternantes con otras blandas de pizarras arcillosas, afloran macizos calizos, que convierten en un paisaje de riscos y peñas el más suave del primero. Estas masas calcáreas, además, crean anomalías en las redes fluviales, con desaparición de las corrientes de agua en ellas y su afloramiento al volver al *flysch*. El cerro del Salvador (Salvatore), que se alza a 217 metros de altitud, frente a la carretera, al NE de Iciar, y en el cual se abre la cueva de Urtiaga, de gran importancia prehistórica, es un ejemplo de estas masas calizas. En la costa, en cambio, no afloran, ya que la misma punta de Aitzchuri también se halla constituida por las series del tipo *flysch*.

Así como en la parte occidental de este segmento, los valles se rigen por las masas calizas que les imponen las anomalías en la evolución hidrográfica normal, en la parte próxima a Zumaya, se observa una red fluvial sencilla, de erosión en terrenos homogéneos, con valles paralelos a la costa afluentes al colector principal del Urola, los que, a su vez, han desarrollado otros menores. De estos últimos, los más próximos al cantil litoral, van siendo capturados por el avance del mar en clara evidencia de la importancia de la labor destructora del oleaje. La figura 27 muestra los caminos en parte ya cortados y se aprecia la pendiente contraria del valle capturado por el mar. En la figura 28 se observa el agudo contorno de la cresta divisoria entre el valle y la orilla.

El ferrocarril de la costa atraviesa estos vallejitos cortados por la abrasión marina, y desde el tren se divisa la arista viva que forma el borde del terreno al lado del mar entre la Peña de Aitzchuri y Sacuneta.

En donde mejor se observan todos estos fenómenos de la rápida destrucción del paisaje fluvial por la labor arrasadora del mar y su sustitución por la rasa mareal es en la ensenada de Aitzchuri (figuras 4, 13, 24 y 29). El terreno aquí está constituido por una monótona serie de *flysch*, con su típica alternancia de estratos duros de arenisca caliza con otros blandos de pizarras arcillosas. En proporción, en muchos paquetes llegan a predominar éstas sobre aquéllas. Las capas están levantadas hasta quedar subverticales. Su rumbo es uniforme, de N. 60° W. El buzamiento, hacia el NE, oscila entre los 50 y los 70 grados.

Las fallas y fracturas son raras y no desempeñan papel alguno en el modelado diferencial de la costa, salvo en la formación de pequeñas balmas de abrasión muy poco extensas (fig. 25).

Así, la propiedad característica del *flysch*, su facilidad de deslizamiento en masa, se desarrolla en la ensenada de Aiztehuri en plena libertad. Las condiciones de inclinación de la ladera sobrepasan con mucho las necesarias. Por la meteorización, en este clima húmedo, de períodos lluviosos prolongados, es activa; las pizarras se reducen a arcilla y los estratos duros, solicitados por el escarpe creado en la base del cantil por el oleaje, resbalan unos tras otros apiñándose o formando argayos (fig. 24) y llevando consigo una buena parte del terreno de labor en masa. La pared resultante del desplome de los argayos se mantiene limpia, con su borde superior, que forma una aguda arista hasta que un nuevo desplome la hace retroceder.

Entretanto, al pie del cantil vivo se desarrolla un ciclo destructor a cargo del oleaje, cuyo mecanismo, lo mismo aquí que, en general, en otros países, está todavía por estudiar con precisión. Nos limitaremos, por tanto, a transcribir nuestras propias observaciones o reflexiones. Se pueden distinguir varias fases en este proceso o ciclo. En la primera fase del ciclo, la masa argayada queda al pie del cantil apoyada en la plataforma de abrasión mareal. Hasta ella llegan pronto las olas que, desliendo la pizarra, ya reducida a arcilla, desparrama los bloques de la arenisca caliza y los somete al molino infatigable de la turbulenta masa líquida. La acción del oleaje sobre el escombros argayado varía según las distintas circunstancias que entran en la cuestión. Durante las marejadas de gran intensidad, este ciclo destructivo se cumple con mayor rapidez que en las épocas de calma: al llegar el agua a la pleamar el escombros es arrastrado hacia el interior del mar por la resaca y, favorecido por la gravedad, hasta quedar detenido en una determinada profundidad, en donde la energía mecánica del agua ya no es capaz de trasladarlo más abajo. Como ya antes decimos, se observa que el oleaje es más fuerte con la marea montante que con la menguante y, por tanto, su acción es más eficaz en el primer caso que en el segundo.

Si la marejada continúa, tras el breve tiempo de la estoa, el oleaje de la marea creciente, más fuerte que en la menguante anterior, vuelve a subir los bloques y gravas, que, entrechocándose unos contra otros, cambian su forma esquinada primitiva en otra más y más redondeada. El último acto de la pleamar en una marejada fuerte consiste en lanzar toda la masa de escombros contra la pared acantilada, a cuyo pie queda detenida formando un cordón lito-

ral (figs. 32, 33). Al pronto, sobre todo si se visita en tiempo de calma marina, este cordón litoral sugiere la presencia de una playa levantada eustáticamente, pero no tardaremos en comprobar que es debido simplemente a la violencia de una marejada. Su permanencia allí es también efímera, pues otra nueva marejada puede removerlo o destruirlo, llevando sus materiales de un lado para otro.

La acumulación del escombro sobre la plataforma de abrasión marina presenta detalles de interés. Se observa que el escombro forma un manto, de espesor creciente hacia el cantil, en contacto directo con la tersa superficie de arrasamiento (fig. 13). Los cantos y gravas presentan una disposición ordenada en franjas paralelas al mar. Primero se ven los bloques y cantos todavía sin clasificar al borde de la playa, pero luego los cantos son finos y bien redondeados y forman una faja estrecha y llana que pasa a otra inclinada. Esta faja (núm. 6 de la fig. 13) se halla formada por losas, cuyo eje mayor queda orientado en el mismo sentido de la pendiente en donde se apoyan. Por último, sobre estos cantos inclinados se alza el cordón o barra litoral (fig. 13, núm. 7), que queda un poco separado de la pared y en parte yace sepultado por el escombro que de ésta se desprende (fig. 13, núm. 8). La figura 31 presenta un esquema de la ensenada de Aitzchuri.

La labor de molino de la masa de agua puesta en movimiento por el oleaje se percibe bien durante las marejadas por el rítmico rumor del roce de los cantos unos contra otros. Se ve que, de esquinados que son al principio, se tornan poco a poco en alargados y luego en redondeados. Al estudio de este proceso se han dedicado interesantes consideraciones por parte de los autores (20), estableciéndose fórmulas respecto al «índice de redondeo», «índice de embotamiento» e «índice de aplanamiento». La reacción al cambio de forma de los bloques y cantos por el roce y desgaste al chocar unos contra otros depende de la roca que los constituye. Los bloques y cantos de la pizarra no tardan en disgregarse. La caliza margosa roja del danense, que alcanza por el extremo este la ensenada de Aitzchuri, se disgrega también, aunque dura mucho más tiempo que la pizarra. Los bancos de arenisca, si tiene poco cemento calizo, siguen, asimismo, esta suerte. Los que, por último, resisten más y quedan convertidos en bolas, a menudo perfectamente esféricas, de superficie pulida, son los cantos y bloques de caliza o de arenisca caliza (fig. 35), en donde el cemento predomina sobre los granos de la sílice. Todo esto ha de ser sometido a un examen más detenido,

guiados por la experiencia obtenida en otras regiones. Kuenen (31) ha hecho interesantes experimentos sobre la abrasión y redondeo de distintos materiales, obteniendo resultados útiles aplicables a los cordones litorales.

Un breve examen de los materiales componentes del manto de gravas y cantos de Aitzchuri nos hace ver que en su casi totalidad proceden de la destrucción del cantil que allí mismo los limita. Son raros ya los de la caliza danense inmediata del paredón de la playa de San Telmo y sólo hemos visto alguno que otro canto redondeado de la pudinga poligénica, referible a la de Saturrarán o, por excepción otros planos, de una roca verde eruptiva, referible a la ofita, que acaso pudiera proceder de los asomos diapíricos de los alrededores de Motrico. Los restos de ladrillos, de cascós de botella, etc., que arriban a la costa, son también rápidamente redondeados o embotados por la acción del oleaje. Deducimos que, al menos, respecto a esta composición del cordón litoral de Aitzchuri, no se pueden reconocer corrientes litorales fuertes, paralelas a la costa, capaces de transportar elementos de tamaño grande, aunque, en cambio, las suponemos de suficiente potencia para llevarse de allí las arenas y limos, que deposita bien al pie de la rasa mareal, bien en las playas intercaladas entre las zonas acantiladas.

Según nos muestra el mapa de la figura 4, la longitud de este cordón litoral de Aitzchuri es de unos 2.400 metros. Aunque, en conjunto, permanece estacionario, está sujeto a las variaciones que le imponen las marejadas violentas, capaces de destruirlo en unos sitios y de rehacerlo en otros.

Se ve así que en la ensenada de Aitzchuri domina la acción violenta del oleaje, que sólo permite quedarse en ella los elementos litológicos de tamaño grueso, mientras que excluye casi en absoluto las arenas y fangos

En la playa de cantos de la ensenada de Aitzchuri, lo mismo que en las de Picharri (entre Motrico y Deva) y en la de poniente de Guetaria (Campaya) (fig. 34), se observa la formación de las medias-lunas, originadas por las olas al subir y romperse contra la fuerte pendiente del cordón litoral, que dejan por un instante unas puntas salientes, llamadas por los autores norteamericanos «cúspides de playa» (*beach cusps*) y que, en otras regiones de mayor extensión de estas barras de gravas gruesas, alcanzan dimensiones notables.

Este ciclo destructivo de la pared acantilada de la ensenada de

Aitzchuri lleva a la creación de una extensa plataforma de abrasión o rasa mareal, de perfecto arrasamiento, que se desarrolla con una extensión irregular a todo lo largo de aquélla (fig. 29). La máxima anchura que alcanza en Aitzchuri se tiene en su parte oriental, al pie de la falla de la figura 25 o de la pequeña cascada de agua que allí se despeña del arroyo que cae del vallejo colgado. En la bajamar viva del 5 de septiembre de 1956, hemos medido una distancia desde el pie del cantil hasta el extremo de las rocas que asomaban sobre el agua, siguiendo precisamente la misma dirección que la de los estratos, de 330 metros. El contorno de esta rasa, que se divisa durante la bajamar, es irregular, y aunque sugiere una relación entre él y el perfil de la cresta superior del cantil, no hemos podido, hasta ahora, establecerla con claridad. Sin embargo, se observa como si el mayor desarrollo de la rasa se correspondiera con la mayor masa de tierra atacada y demolida por la abrasión marina.

Otro hecho que creemos observar es que la posición vertical o muy inclinada de los estratos y su rumbo normal o muy oblicuo a la línea de costa, favorece el desarrollo de la rasa mareal. Esto se debe en gran parte a la mayor facilidad que encuentra la labor destructora del oleaje al atacar con mayor rapidez los estratos blandos que los duros; aquéllos se excavan rápidamente, mientras que éstos resisten por algún tiempo, pero no tardan en desplomarse a su vez, reduciéndose a bloques, que pronto caen bajo el dominio de las olas.

Por excepción, vemos aquí un ejemplo de la balma de abrasión (fig. 25), que en la teoría clásica de la abrasión marina se estimaba fundamental en la evolución de la morfología litoral. En el espacio de unos pocos metros, las capas subverticales han quedado roídas en su parte inferior, a un lado y otro de un pequeño accidente tectónico, sin importancia alguna, pero que ha favorecido su formación. En el resto del litoral, lo mismo en esta ensenada que fuera de ella, la balma o trompa de abrasión marina no se observa más que muy raramente, lo mismo que aquí. El talud del cantil se enlaza directamente, formando una rápida curva, con la superficie llana de la rasa (fig. 24). El escombros oculta en Aitzchuri esta transición en la mayor parte de su recorrido.

El límite inferior de esta rasa lo desconocemos. Ya al comienzo de este trabajo decíamos que nos debíamos limitar a lo que la observación nos permite obtener en el tiempo durante el cual el mar descubre la plataforma de abrasión. Confiamos que no ha de tardarse mucho tiempo en reconocer, mediante las nuevas técnicas

de la sonda sonora y ultrasonora, la prolongación bajo el mar de esta plataforma, así como tampoco vemos lejano el día en que los detalles accesibles a las exploraciones submarinas mediante la escafandra autónoma no puedan ser también revelados. Unicamente podemos deducir ahora, del examen de las cartas marinas de que disponemos, que, lo mismo en esta plataforma que en la de Saturrá-rán-Motrico, las isobatas o veriles submarinos se alejan de la costa en las zonas de plataforma y se acercan a ella en donde no existen las rasas mareales o apenas asoman. Ciertamente es que estas líneas de profundidad, señaladas en las cartas marinas, son muy poco detalladas y aun las suponemos trazadas a la estima, valiéndose de pocos sondeos reales. Con todo, parece reconocerse que la plataforma de abrasión podría continuar todavía más abajo de la línea de bajamar equinoccial máxima. Si por un momento nos detenemos a examinar la Carta que comprende desde el cabo Ogoño hasta Guetaria, levantada en 1900-1902 por la Comisión Hidrográfica que, con pequeñas correcciones, edita en 1950 el Servicio Hidrográfico de la Armada, veremos, en efecto, que el veril de los 10 metros, frente a la ensenada de Aitzchuri, se halla alejado a una distancia máxima de 800 metros (medida hecha en dirección perpendicular a la costa), mientras que en el cabo Ogoño, a poco de salir de Elanchove, el veril de los 10 metros se acerca bruscamente a la costa que cae así verticalmente hacia el abismo. Esto mismo se comprueba también en el resto de la costa hasta el cabo Higuer. Y también se aleja de ella el límite de la plataforma de abrasión frente a las playas extensas, como en la de Zarauz, donde probablemente la arena alcanza una profundidad grande, que acaso quede más allá del veril de los 10 metros.

La mayor parte de la superficie de la rasa de Aitzchuri, al quedar descubierta en la bajamar equinoccial, aparece invadida por un reducido manto de algas que sólo debe desempeñar un papel protector muy reducido en el ciclo del oleaje. Su existencia no impide apenas el juego libre del agua ni tampoco debe sufrir la acción de arrastre de los cantos, salvo en las marejadas fuertes. Sólo la parte superior de la rasa queda libre, en reducida franja, de esta cubierta vegetal por estar sometida al fuerte roce de los cantos.

Además, en las pozas de remolino y otros huecos, se encuentran sus huéspedes habituales (erizos, moluscos, crustáceos, etc.), que tampoco desempeñan papel alguno en la formación de la rasa.

La pendiente de la rasa de Aitzchuri la calculamos en 1,5 gra-

dos, constituyendo así una planicie de inclinación, igual que la de Saturrarán-Motrico. En sus distintos segmentos, salvo en su extremo superior, aparece poco cubierta por los escombros, que la marejada se encarga de dejar a uno u otro de sus bordes.

La extensión que calculamos para la rasa mareal de Aitzchuri, en el espacio comprendido entre las puntas de Sacuneta y Aitzgorri, pasa de los 500.000 metros cuadrados. La velocidad con la cual se ha realizado la demolición del terreno hasta dejar en su lugar esta plataforma de abrasión marina, la suponemos grande, pero por el momento no nos es posible precisarla. La masa de tierras desaparecida es también considerable y tentados estamos a establecerla, teniendo en cuenta la topografía residual que hoy vemos con los valles colgados y las lomas, cuya prolongación en el aire puede seguirse, pero las cifras obtenidas serían, asimismo, muy inseguras. Esta tarea la dejamos para más adelante también.

¿A dónde han ido a parar todos estos materiales arrancados a la tierra firme? Lo más probable es que, siguiendo la teoría clásica de la evolución litoral, la mayor parte del escombros se halle al pie de la plataforma de abrasión, formando un talud constituido por las aportaciones sucesivas, correlativas de las fases de abrasión. Este escombros estará integrado, sobre todo, por cantos y gravas y en una proporción mucho menor por arenas y lodos. La investigación submarina de años inmediatos nos podrá aclarar, en parte al menos, esta cuestión.

De la punta de Aitzgorri a Zumaya.—Al E, la ensenada de Aitzchuri queda cerrada por la cresta de Aitzgorri que, como su nombre indica, alude a las rocas rojas, que poco después forman la caliza danense de la punta de San Telmo. Entre ambas puntas queda una estrecha playa, abierta en las margas rojas. Al fondo de ella se encuentra la escalera que sube al vallejo colgado que termina en el mismo Zumaya.

La punta de San Telmo forma el extremo del paredón que limita por el oeste la playa del mismo nombre. Este paredón está constituido por las calizas rojas, con ammonites y microfauna, en bancos de varios decímetros de potencia, alternantes con delgadas capas de arcillas, también rojas. El espesor medio de esta cresta caliza es de unos 40 metros. Con un rumbo N. 55° W, se alza subvertical sobre la playa de San Telmo y desplomado por la parte opuesta. La punta de San Telmo es así la terminación de este tramo estratigrá-

fico, tan característico, que de un extremo a otro de la costa, desde Fuenterrabía hasta Zumaya, sirve de separación entre los terrenos cretácicos y numulíticos y que, por lo general, se presenta bien desarrollado, con sus capas levantadas.

Así como por su lado occidental este paredón se conserva todavía compacto, por el lado de la playa de San Telmo se observa su progresiva destrucción, merced a la acción conjunta de las diaclasas y del oleaje (fig. 37). Las grietas creadas por los planos de diaclasa se abren en la parte inferior de trecho en trecho y luego el oleaje las ensancha.

La playa de San Telmo queda comprendida entre las puntas de San Telmo y de Mariantón. Una cresta intermedia separa al lado oeste la playa verdadera o de arena fina y al lado este la rasa mareal, sembrada de gruesos bloques, caídos del acantilado. La anchura de la playa de San Telmo apenas pasa de los 100 metros. La pequeña ensenada entre la cresta intermedia y la punta de Mariantón tiene una cuerda de 400 metros. La punta de Mariantón forma el extremo más saliente hacia el oeste de la península o promontorio de San Telmo, que, situado al norte de Zumaya, alcanza la altitud de 84 metros. Por el lado del mar, la pequeña península de San Telmo tiene su frente acantilado (fig. 23), a trechos vertical y aun desplomado. La cumbre se halla al extremo del paredón situado detrás de la cresta intermedia. Desde la punta de Mariantón hasta la península del faro de Zumaya, el cantil desciende rápido hasta la reducida plataforma de abrasión que allí queda al descubierto durante la bajamar.

Desde la barra de caliza roja danense hacia el este, las delgadas capas de margas y areniscas calizas grises constituyen el tramo que consideramos como paleoceno o eoceno inferior hasta llegar a la punta de Mariantón, en donde se encuentran los primeros nummulites (38). A partir de la punta de Mariantón hasta el cabo Higuer, la costa pertenece ya al numulítico, con predominio de los niveles lutecienses.

En la figura 23 se ve el valle cortado que se abre sobre la pequeña playa de San Telmo. Un estrecho canal comunica Zumaya con esta playa, el cual sube desde el estuario del Urola hasta quedar cortado a 20 metros sobre el nivel de la pleamar en la playa de San Telmo. La edificación de un camino carretero y de una escalera permite descender a la arena, ya que de otro modo quedaría inaccesible. Al lado derecho de esta figura se ve, al fondo, Zumaya. La

fotografía está tomada desde la punta de la caliza danense, a 20 metros de altura sobre el mar. Desde esta cresta caliza por el E. hasta la de Aitzgorri por el oeste, se extiende el pequeño valle, ya antes citado, cuyo borde cortado queda sobre la escalera que baja a la ensenada de Aitzgorri. Este vallejo tiene así su pendiente abierta hacia Zumaya y no hacia el mar, al que vuelve la espalda, lo mismo que el de la playa de San Telmo (fig. 14). Se ve así la rapidez arrasadora de la abrasión, que ha dejado colgados, discordantes, estos dos valles, confluentes hacia Zumaya, al lado contrario del mar.

En la ensenada de Mariantón, la superficie arrasada de los estratos verticales está cubierta por grandes bloques desprendidos del cantil eoceno. Los estratos, al llegar a la punta de Mariantón, se doblan y forman un sinclinal, cuyo flanco superior ha sido arrasado por la denudación subaérea. El rumbo de los estratos conserva su orientación general de N. 50° W, en la punta de Mariantón, que pasa en el faro a N. 70° W.

Al pie del faro de Zumaya, situado a los 41 metros de altitud sobre una península al extremo este del monte de San Telmo, la rasa mareal, estrecha, aparece también sembrada de gruesos cantos de arenisca caliza.

De Zumaya a Guetaria.—La ría de Zumaya tiene en su boca una anchura de 250 metros, desde el extremo del malecón que la limita por el oeste hasta la punta de Santiago, roca que avanza por el este. Desde la punta de Santiago hasta Zarauz, pasando por Guetaria, la carretera tiene un recorrido de ocho kilómetros. La cadena litoral desde Zumaya hasta Guetaria y Zarauz está formada aquí por la península de Gárate o Meagas. La cumbre más alta (Gárate) tiene 278 metros de altitud. La carretera, en atrevida obra de ingeniería, bordea esta península al pie de la ladera escarpada y con gran parte de su muro de defensa contra el oleaje, apoyado sobre las rocas próximas a la línea de la pleamar. Los argayos en masas grandes son frecuentes en este sector de la carretera y obligan a un continuo trabajo de descombro y reparación. El oleaje bate con energía esta costa y hace difícil la conservación de las obras en ella levantadas.

La superficie de la península de Gárate está compuesta por anchas depresiones y pequeñas planicies, que indican un desarrollo antiguo de la topografía fluvial (Azquizu, San Prudencio). En ella se encuentran las pequeñas agrupaciones de los caseríos y aldeas, cuya existencia no se sospecha desde la desolada orilla. Existen al-

gunas pérdidas de ríos, cuyas resurgencias se encuentran dentro del mar, como ocurre con la regata de Butrontxulo, detrás del monte de Bizcarraga.

Esta topografía suave de la altiplanicie de la península de Gárate queda cortada de repente en todo este borde norte que mira al mar por el cantil marino. Desde la arista del escarpe hasta la carretera, las zonas argayadas se entremezclan con las paredes verticales formadas por los gruesos bancos de la arenisca caliza, que, agrietados por las diaclasas, favorecen, a su vez, el desprendimiento en masa de grandes paquetes de terreno. Donde mayor desarrollo alcanza este fenómeno es en el monte de Bizcarraga, en el kilómetro 24 de la carretera, a medio camino entre Guetaria y Zumaya. Los bancos de arenisca, alternantes con otros delgados de pizarra arcillosa, tienen aquí un rumbo medio de N. 10° a 20° W y un buzamiento de 30° a 40° al E. Yendo por la carretera, antes de llegar a Guetaria, si se sube por el camino provincial a San Prudencio, se alcanza el caserío de Bizcarraga. Aquí se aprecia la importancia de los deslizamientos en masa por las grietas paralelas al borde y que forman escalones hasta llegar a la carretera general. La altura a que queda este borde oscila entre 40 y 60 metros sobre el nivel del mar.

El desprendimiento de bloques mantiene en peligro constante el tránsito por esta carretera entre los kilómetros 23 y 25. Para evitarlo, la Jefatura de Obras Públicas de la provincia dispone de un servicio de vigilancia y voladura de las piezas grandes que amenazan soltarse desde la zona superior. Hacia el lado oriental, estos deslizamientos han quedado detenidos en los sitios donde la pendiente es menor y se conocen acumulaciones de bloques inmovilizadas hace tiempo, mientras que se observa cómo otros se mueven ladera abajo; pero en la porción frontal, que se alza sobre la carretera en el kilómetro 24, esta labor no es posible por la posición vertical de la pared aquí constituida.

Existe aquí, según los indicios señalados, una zona predispuesta al deslizamiento y desplome en gran masa, la más importante que podemos señalar en toda la costa reconocida.

Pasado este kilómetro 24, en dirección a Guetaria, el terreno se muestra más firme, si bien al llegar a Campaya se reconoce también la existencia de pequeños deslizamientos.

Las capas de arenisca caliza en Campaya, que aquí llevan un rumbo N. 30° W, contienen un yacimiento de relativa abundan-

cia de nummulites, el primero de los conocidos en este litoral, siempre escaso en ellos, aunque los posee de un extremo a otro de la formación.

De Guetaria a Zarauz.—Guetaria se halla edificado sobre la ladera oriental de una punta de areniscas subverticales (fig. 26), cuya prolongación hacia el norte constituye la isla de San Antón, apenas separada de ella por una delgada cubierta de arenas, por entre las que asoman los crestones de la roca. Actualmente, las edificaciones del puerto hechas al lado oriental cierran por completo la brecha abierta por la demolición marina. El monte de San Antón, también conocido con el sobrenombre de «El Ratón de Guetaria», por su típico perfil, que se divisa a uno y otro lado de él (fig. 30, a la derecha), se alza a 112 metros de altitud sobre la pared vertical del lado oeste. Al pie de esta enorme muralla se descubre en la bajamar una pequeña rasa de abrasión mareal por este mismo lado, mientras que por el opuesto, que mira hacia el este, el cantil se oculta rápidamente bajo el mar.

Los gruesos bancos de arenisca caliza del monte de San Antón se tienden con un buzamiento medio de 30 a 40° hacia el noreste. Desde la carretera, al pie del monumento a Juan Sebastián Elcano, durante la marea baja, se observa el contacto entre la serie de estratos numulíticos de posición tectónica normal, que desde la punta de Mariantón se venía siguiendo hasta este sitio, con la serie de estratos volcados o invertidos, que desde aquí se reconoce hasta la orilla derecha de la ría de Orio y cuya más clara presentación se encuentra en la ensenada de Ubide, entre Guetaria y Zarauz, situada entre los kilómetros 19 y 21 de la carretera.

La península de Gárate termina, al llegar a Zarauz, formando la pared subvertical de Santa Bárbara, que en la capilla del mismo nombre tiene la altitud de 151 metros.

El rumbo de los estratos varía desde Guetaria, que era predominante hacia el NW, para convertirse en N-S en medio de la ensenada de Ubide y pasar hacia Zarauz al NE. El buzamiento se conserva subvertical en esta serie volcada, en donde queda al aire la cara inferior de los estratos. Especialmente, entre el túnel de la punta de Alsacoarria del kilómetro 21 y el túnel de la punta de Iteico, la ampliación de las obras de la carretera permite reconocer bien numerosos tipos de pistas de esta cara inferior, muchos de los cuales figuran en publicaciones nuestras anteriores, especialmente en (14).

La figura 30 muestra la vista panorámica de la serie de vallejos colgados que se alzan sobre la reducida rasa de abrasión marina de la ensenada de Ubide. Todos estos vallejos tienen su pendiente hacia el mar.

De Zarauz a San Sebastián.—La playa de Zarauz, la más extensa del litoral guipuzcoano, mide de un extremo a otro poco más de 2.000 metros. La playa cierra una depresión, rellena de sedimentos cuaternarios y actuales, rodeada a uno y otro lado por la cadena litoral numulítica, mientras que por el sur, los montes que la limitan pertenecen a distintas formaciones (danense, cretácico, ofita triásica), entre las que predomina el *flysch* cretácico. La planicie aluvial por donde se extiende Zarauz tiene su desagüe al extremo E. de la playa. Poco más allá asoma una barra rocosa, Molloarría, sobre la cual se alza desplomado el cantil del monte Beasaigaña, de 211 metros de altitud. El monte Beasaigaña está constituido por un sinclinal, cuyas capas, más al sur, están ocultas bajo otras pertenecientes al *flysch* cretácico. En la ría de Orio, la ladera izquierda muestra bien la estructura tectónica de la serie numulítica, con sus estratos levantados y replegados.

La boca de la ría de Orio tiene una anchura de 450 metros, de una a otra pared de roca. Hacia el interior de la ría se reconoce en la ladera izquierda la disposición del terreno en valles longitudinales, paralelos a la costa, que asimismo quedan colgados sobre la arena, si bien la erosión fluvial posterior a la abrasión marina ha atenuado ya este escarpe primitivo. Desde la punta de Talaycoeguía hacia el este, se extiende un largo segmento de la cadena litoral, cuya divisoria principal lleva el mismo rumbo ENE-WSW que él y que termina en el monte Igueldo, en San Sebastián. Su cumbre más alta, cerca de la ría de Orio, es el Talaigaña, de 360 metros de altitud, que hacia el centro es superada por el Mendizorrotz, de 419 metros. Desde la ría de Orio hasta la playa de La Concha, en San Sebastián, esta cresta de Mendizorrotz tiene poco más de once kilómetros (11.250 m). La topografía de este segmento de la cadena litoral muestra una disimetría a uno y otro lado de la divisoria. Al lado sur, que se alza sobre la depresión por donde corre el río Oria, se encuentran valles longitudinales, paralelos a la cresta divisoria, creados por las diferencias de dureza de las rocas numulíticas.

Estos valles aparecen cortados por la erosión regresiva de los

vallejos afluentes al Oria, que, al atravesar en estrechos portillos los bancos de arenisca y conglomerado, los han capturado, desviando su desagüe primitivo al extremo final de la ría. En cambio, por el lado que mira al mar no se reconoce esta disposición en valles longitudinales, sino que se forman lomas anchas, las cuales, al llegar al mar, quedan cortadas por el acantilado. Cerca de la ría de Orio, por un lado, y del monte de Igueldo, por otro, sobre la pendiente general de la loma avanzan pequeños espolones, que pudieran ser los restos u «hombreras» de una planicie ya destruída por la labor del mar. Como otro resto de este mismo origen podríamos interpretar el espolón de Lete, en el monte Jaizquibel.

Este largo segmento de cadena litoral muestra también la escarpada pared resultante de la labor abrasiva del mar, pero no se halla apenas la rasa mareal, salvo en puntos muy reducidos, sino que, por el contrario, el escarpe se hunde bajo el mar y la isobata de los 10 metros queda muy próxima a la costa.

Al extremo este de la cadena de Mendizorrotz, el monte Igueldo, con sus 190 metros de altitud, alza sus paredes acantiladas sobre el mar. Las capas que lo forman pertenecen al eoceno en su parte exterior y al paleoceno en su parte interior. El rumbo estratigráfico en el monte Igueldo es el ENE-WSW, y las capas van levantándose hasta quedar verticales. Esta misma disposición se reconoce en la isla de Santa Clara (fig. 38). En el Paseo Nuevo, de San Sebastián, las capas quedan más tendidas, conservando el mismo rumbo general.

De San Sebastián a Fuenterrabía.—La bahía de San Sebastián será objeto de un estudio detenido más adelante. Su formación comprende varias fases, que han sido ya bosquejadas en el importante trabajo de R. de Izaguirre (27). Desde la extremidad de Ondarreta (Punta Torrepija) hasta la esquina más al oeste del Paseo Nuevo, que rodea el monte Urgull, se miden, en línea recta, 850 metros en la misma dirección que la estratigráfica de las levantadas capas de areniscas eocenas que forman la costa, según el rumbo bien marcado por la pared que limita por el norte la isla de Santa Clara: NE-SW. Con una longitud de cerca de los 500 metros y una altura de 43, la isla de Santa Clara se une por varios crestones de arenisca con Ondarreta, mientras que por el lado contrario, entre la punta más saliente de la isla y la opuesta del Paseo Nuevo, la boca de la bahía tiene una anchura de

250 metros. El perímetro de la bahía de San Sebastián en la línea de bajamar equinoccial es de 1.850 metros.

El monte Urgull, de 83 metros de altitud, junto con el istmo o «tómbolo» por donde se ha ido extendiendo rápidamente San Sebastián, es ya un ejemplo clásico de este tipo de evolución litoral, en donde se ve que el mar penetra en la tierra y destruye la costa dejando aislados macizos rocosos, los cuales luego vuelven a unirse a la costa interior por medio de la arena. El diámetro máximo del monte Urgull, tomado según el mismo rumbo de las capas, es de 800 metros. En su constitución entran las capas paleocenas en su parte inferior y las eocenas en su parte superior y externa.

El río Urumea desemboca junto al cantil oriental del monte Urgull. A su orilla derecha, con una longitud de 900 metros, se extiende la antigua playa de la Zurriola, hoy invadida por las edificaciones de la ciudad y en fase de reconstrucción merced a las obras de defensa del muro allí levantado para proteger aquéllas contra el oleaje. Al norte de esta playa se destaca la punta de Mompás, que inicia así la recortada costa del segmento de la cadena litoral, formado por los montes Ulía (234 m. alt.) y de las Cruces (211 m. alt.). Los estratos toman la posición subvertical, con fuerte inclinación hacia el norte y con su rumbo E-W predominante. En medio de este segmento se abre la ensenada de Illurguitz (Illurguita, fig. 36), labrada por la tenaz labor del oleaje en la dura roca numulítica. Al extremo oriental de este segmento se alza un paredón, al cobijo del cual, a 135 metros de altitud, se halla el faro de Pasajes, a los 114 metros de altitud. Este paredón es conocido por el sobrenombre de muro, costa o cabo de la Plata, y también por el de «Espejo de Pasajes», debido al reflejo que se produce en ciertos días con el sol poniente, como se puede observar desde la lejanía en la costa de Jaizquibel. Por el lado del este se abre la boca de la ría de Pasajes, que corta perpendicularmente la potente serie de estratos de la arenisca. La anchura de la boca, medida entre las paredes de roca acantilada, es de 350 metros. La construcción de dos malecones a uno y otro lado reduce la entrada de la ría a 200 metros.

En un trabajo anterior (13), he bosquejado la historia geológica reciente de la ría de Pasajes mediante el estudio de las terrazas fluviales existentes en el interior de ella y, sobre todo, utilizando algunos de los datos obtenidos en los sondeos realizados para reconocer el fondo rocoso, actualmente cubierto por los sedimentos estuarinos. He podido deducir, que, conforme a la hipótesis tradicional,

la ría de Pasajes debe considerarse como un valle fluvial anegado por la invasión marina en época cuaternaria.

El segmento final de la cadena litoral lo constituye el monte Jaizquibel (fig. 39). Está constituido por las areniscas eocenas en escalones que caen al mar con fuerte inclinación (fig. 40). La cumbre, en medio de la cresta central divisoria, tiene la altitud de 543 metros. La costa alcanza un desarrollo total, desde la boca de la ría de Pasajes hasta el puerto nuevo de Fuenterrabía, de 14 kilómetros. El primer trayecto, desde la ría hasta la cala Asavaratza, de 3.850 metros, es casi rectilíneo; los bancos se hunden en el mar con una inclinación media de 40 a 50°. Se observa la disyunción en grandes bloques que experimentan los bancos del *flysch* y cómo quedan preparados para soltarse del estrato al que pertenecen para después resbalar por la pendiente y quedar acumulados sus restos al pie del cantil. Así se forman montones de escombros que, por un tiempo, protegen la costa del ataque directo del oleaje. En este trayecto se reconoce así una reducida plataforma de abrasión mareal, pero que está invadida por gruesos bloques.

La costa sigue rectilínea desde Asavaratza hasta la punta de Izquiero, un poco al oeste de la de Turulla, pero con un rumbo más hacia el NNE, en un trayecto de 1.500 metros. A partir de aquí, la costa se hace quebrada, formándose puntas a cuyo lado oriental se abren estrechas y profundas calas. La disposición de los paquetes de areniscas favorece esta uniforme estructura que toma aquí la costa. Por el buzamiento dominante de los estratos hacia el lado de poniente se forma un frente acantilado hacia levante, merced a la pronunciada inclinación con que los bancos de arenisca se hunden en el mar (fig. 39). La cadena del monte Jaizquibel adquiere así un insospechado y pintoresco atractivo en su costa, tan recortada, que contrasta con la monotonía de las lomas de su parte alta. Las calas que más penetran en el interior son las de Motela y Puerto Moco.

A lo largo de este segmento se acentúa el contraste que existe entre la costa cretácica y la numulítica. Los bancos, con su buzamiento hacia el mar, descienden rápidamente a profundidades grandes. Las líneas isobatas de los 10 y 20 metros que la Carta del «Servicio Geográfico de la Armada» nos señala en su edición de 1932 (última corrección en 1951), quedan más próximas al litoral que en el lado oeste de la costa de Guipúzcoa. Son escasos los sitios en donde se inicia la rasa mareal, como ocurre entre las puntas de Higue y Bioznar (Capelandi, Sugur). Entre la pleamar y la bajamar, so-

lamente los pequeños grupos de bloques y gravas, apoyados sobre los bancos inclinados, señalan la existencia de la marea, al quedar anegados o descubiertos (fig. 39). Vista la costa desde el mar, se observa, asimismo, la presencia del cantil marino, pero que en gran parte está ya invadido por la vegetación, alejado del ataque del oleaje, aunque desde luego formando contraste con el talud o escarpe fluvial. En donde los gruesos bancos de la arenisca numulítica penetran intactos en el mar, la acción del oleaje se reduce a subir con furia estéril la pendiente para resbalar a continuación por ella. En gran parte de la costa, los montones de bloques y cantos defienden de la acción directa del oleaje a estos mismos bancos y así, este litoral se mantiene largo tiempo sin retroceso visible, permanente en conjunto.

La meteorización de esta arenisca caliza crea un suelo pardo húmifero, cubierto por la vegetación arbórea (pinos *P. insignis*) de la repoblación forestal y por el tapiz de hierbas de escaso porte. Donde mejor se puede ver este suelo es en la parte comprendida entre el cabo Higuer y la punta de Bioznar (fig. 15).

Desde el cabo Higuer hasta Fuenterrabía, la costa, cortada a pico en gran parte del trayecto, muestra la constitución geológica, idéntica a la ya señalada al comienzo de esta nota, desde las areniscas numulíticas del cabo Higuer hasta la caliza danense y el *flysch* del senonense superior y medio de Fuenterrabía.

En esta costa, que cae acantilada bajo la potente formación de arenas de la bahía comprendida entre Fuenterrabía y Hendaya, no se reconoce la rasa mareal. El avance del delta del Bidasoa oculta el subsuelo rocoso, que no vuelve a asomar hasta el extremo oriental de la playa de Hendaya. Alrededor de la punta de Santa Ana, sobre todo en la bahía de Loya, aparece la rasa mareal bien constituida en materiales cretácicos.

Ya en una nota anterior (*Kugelbildung im Sandstein der Kantabrischen Küste*, Frankfurt a. M. 1958), hacemos un breve estudio de la meteorización y disgregación de la arenisca numulítica, que en distintos puntos de la costa de Guipúzcoa da lugar a formas curiosas. La más interesante de todas es la «disgregación bolar», que presenta un tramo desarrollado especialmente en la península de San Antón (Guetaria) y a lo largo de la costa de Jaizquibel, sobre todo entre las puntas de Zabala y Bioznar.

RESULTADOS

La costa de la provincia de Guipúzcoa está constituída por **terrenos** de facies «*flysch*», de edad cretácica desde Saturrarán hasta Zumaya y de edad numulítica desde Zumaya hasta Fuenterrabía.

Levantados por los movimientos orogénicos de edad terciaria, pirenaica principalmente, los estratos del *flysch* se presentan, de un extremo al otro de la costa, con buzamientos pronunciados, dominantes los subverticales (comprendidos entre los 60 y 90°) en muchos sitios y no descendiendo más que raramente de los ángulos alrededor de los 50° en el resto del litoral. La posición de las capas respecto a la línea de la costa varía en relación con la diferente conducta tectónica y plegabilidad de los estratos de esta facies *flysch*. En la parte numulítica predomina el buzamiento hacia el mar. En la parte cretácica es más frecuente que las capas se hundan con su frente perpendicular a la orilla. Esta posición tectónica de los estratos, unida a la distinta composición litológica de ambos grupos de terrenos (cretácico y numulítico), impone la diferente conducta de las rocas del litoral guipuzcoano frente al ataque del mar y, por tanto, la diferente morfología resultante.

La costa de Guipúzcoa está sometida a la acción superficial de la masa oceánica que en este fondo del golfo de Vizcaya adquiere una intensidad grande. La marea máxima registrada alcanza el valor de 4,62 metros en San Sebastián. El valor máximo registrado de la presión del oleaje llega al de las treinta toneladas métricas por metro cuadrado. Bajo la acción constante del oleaje, favorecida por la marea y por la aportación de la acción atmosférica, en la costa de Guipúzcoa se desarrolla la típica morfología litoral, que varía según el conjunto de condiciones resultantes.

En la costa cretácica adquiere una notable extensión la plataforma de abrasión en el segmento viraconense Saturrarán-Motrico y en el segmento senonense medio a superior de la ensenada de Aitzchuri. Atribuimos la rasa mareal formada en estos sitios a la facilidad con que se destruye el cantil, merced a la constitución litológica (margas deleznales con intercalaciones de lentejones de siderita en Saturrarán-Motrico y alternancia de areniscas calizas y pizarras, con su frente normal a la costa en Aitzchuri).

Por el contrario, bajo idénticas condiciones de intensidad del olea-

je, la costa numulítica, sólo en la parte occidental en muy limitados sitios, posee una reducida rasa mareal. Atribuimos este escaso desarrollo a la posición de las capas, que buzan hacia el mar en la costa de Jaizquibel y a la mayor resistencia al ataque de las olas que tiene la arenisca de cemento calizo de la formación numulítica.

La balma de abrasión, que en los perfiles clásicos de la fisiografía marina se suponía indispensable como elemento que contribuye a la formación de la plataforma de abrasión, no existe más que en muy escasos sitios y no es, por tanto, parte integrante de la morfología litoral de nuestra costa.

La distancia máxima que hemos medido entre pleamar y bajar en la rasa mareal del Cardal (Motrico) es de 200 metros.

En la ensenada de Aitzchuri, en la marea viva, hemos medido entre iguales extremos, 330 metros

Suponemos que la rasa mareal se oculta bajo el agua, descendiendo con igual pendiente que la emergida hasta más allá, por lo menos, de la línea isobata de los 10 metros. Es posible que en campañas posteriores se logre recoger datos respecto a la morfología litoral sumergida, inmediata a la costa.

El avance del mar hacia la tierra, mediante la formación de la rasa mareal, ha motivado la desaparición de masas considerables de terreno en el sector cretácico, como puede deducirse por los valles colgados y por los de pendiente contraria reconocidos en Motrico y Zumaya. En el sector numulítico existen pequeños valles colgados vertientes a la costa, pero que señalan una demolición de menor volumen del terreno por la abrasión marina.

Lo mismo en uno que en otro de estos dos sectores, cretácico y numulítico, que se reparten la costa guipuzcoana, alcanzan importancia considerable los deslizamientos en masa del terreno, que son provocados, en gran parte, por la existencia del cantil marino.

NOTAS COMPLEMENTARIAS

1. Las ideas sobre la importancia de la abrasión marina han ido cambiando en estos últimos años, desde considerarla como la causa principal del arrasamiento de las tierras emergidas, según suponían los antiguos geomorfólogos (Ramsay, 1846; Richthofen, 1886; Johnson, 1919), hasta negarle su papel destructor del relie-

ve o dejarle un valor muy reducido, como quieren actualmente varios, sobre todo Bourcart (1938, 1955) y Cotton (1955).

Johnson, defensor del ciclo marino según las clásicas hipótesis de Davis, supone que el arrasamiento de la tierra emergida por la abrasión marina se realiza bajo la absoluta quietud del nivel medio del mar, lo que le obliga a admitir un valor de millones de años para llevar a cabo tal labor. Sin embargo, la historia geológica de los períodos últimos del terciario y de todo el cuaternario y actual muestra, por el contrario, variaciones tan importantes con sus transgresiones y regresiones que hacen imposible la evolución normal del ciclo erosivo marino imaginado por Davis y Johnson. Acaso, rara vez en regiones de especial estabilidad, ha podido crear la abrasión marina una plataforma tan extensa y profunda que las olas, al llegar a su límite superior, hayan perdido toda su capacidad demolidora y de ataque, dando tiempo así a la denudación subaérea a imponer su dominio.

Bourcart, al establecer su teoría de la «flexura continental» (2, 3), reconoce la limitación de la acción destructora del oleaje, que demuestra con varios ejemplos tomados, sobre todo, de la costa cretácica del canal de la Mancha. Este autor, así como, sobre todo, Guilcher (19), señalan la existencia de depósitos cuaternarios, de turberas prehistóricas, en distintos puntos del litoral francés de La Mancha, que demuestran la permanencia de esta plataforma de abrasión desde época muy antigua. Bourcart, para apoyar más su tesis de la reducida labor del mar, cita las agujas de roca, de elevada altura, que se mantienen incólumes a lo largo de los siglos.

Pero estos mismos autores observan, en cambio, la rapidez del avance marino en determinadas costas europeas. Guilcher (20, página 49) reitera los ya clásicos ejemplos de la demolición marina de los depósitos glaciares en la costa de Norfolk y Yorkshire. Se ha podido calcular el retroceso de la costa en algún punto hasta de cinco metros y medio por año. Por mi parte, al recorrer la costa meridional de Inglaterra, en la zona del canal de la Mancha, he visto desplomarse los paquetes de la creta blanca al pie del acantilado vertical y desleírse en poco tiempo en el agua del mar, que adquiere así por largo tiempo un aspecto lechoso, hasta que las menudas partículas que constituyen esta roca blanda y deleznable, se depositan lentamente en el fondo. Arriba quedan los valles cortados, de los que el mismo Bourcart expone en su obra el típico ejemplo de «Las Siete Hermanas», tomado en el cantil de la desolada costa

de Seaford (Sussex). Guilcher (20, fig. 28 A) nos muestra un ejemplo de la importancia que tiene la constitución litológica en la abrasión diferencial: en la bahía de Audierne (Bretaña Meridional), mientras que las rocas cristalinas y gneísicas resisten el ataque del ariete marino y apenas retroceden o se mantienen estables, en los segmentos de costa constituídos por pizarras y micacitas, se reconoce un retroceso sensible. La bahía misma, merced a este retroceso, parece ir tomando la forma cóncava en la parte de las micacitas, las cuales soportan un cordón litoral de gravas y arenas, que el autor no señala en el gneis y rocas cristalinas. Tenemos aquí un ejemplo similar al de nuestra costa guipuzcoana, en donde las diferencias litológicas condicionan la abrasión marina, que es eficaz en el *flysch* cretácico, mientras que en las areniscas eocenas su acción es muy limitada.

En principio, una vez que se ha reconocido por doquier el valor universal de la erosión subaérea, sobre todo del agua corriente, que ha creado las penillanuras y plataformas de arrasamiento continental, estamos conformes con reducir el valor de la abrasión marina, pero independientemente de las teorías relativas a la formación del «umbral» o reborde continental, que separa el mar de la tierra. Tema éste, de complejidad grande, que se sale del objeto de esta nota.

2. ¿En qué momento geológico o histórico se ha iniciado el ciclo actual de la abrasión marina en nuestra costa? Los últimos sedimentos que, convertidos en roca, forman el litoral, ahora atacado por el mar, son los de edad eocena, numulítica, que según hemos visto (pág. 9) pertenecen al luteciense, sobre todo. A estos estratos rocosos, en puntos situados a uno y otro lado de Guipúzcoa, se superponen otros, también numulíticos, pero de niveles cada vez más altos hasta llegar al oligoceno (Biarritz, San Juan de Luz-Bilbao, San Vicente de la Barquera), los cuales, plegados y levantados por los movimientos orogénicos terciarios, se ocultaron luego bajo los abismos oceánicos. Desde aquella lejana época hasta el momento actual han sido numerosos los episodios eustáticos y tectónicos que registra la historia geológica en general, pero que referidos a nuestro litoral, carente de depósitos marinos postoligocénicos, no podemos reconocerlos como, en cambio, ocurre en Asturias, según veremos más adelante. Las ideas que poseemos actualmente sobre la morfología del litoral por debajo de la bajamar equinoccial, según ya decimos al principio, son demasiado escasas para establecer una hipótesis cualquiera respecto a estos episodios. Debemos contentarnos

con admitir que la costa es, geológicamente hablando, joven o reciente. La plataforma continental, al margen de la costa, es aquí muy estrecha, casi inexistente. En su lugar, las cartas marinas generales señalan profundidades grandes hasta alcanzar el «cañón» del cabo Bretón, al norte de la desembocadura del Adour. De esta noción de la rapidez con que se hunde la costa cantábrica surge la idea de que, en su conjunto, se deba a una falla, a una geoclasea orientada de E a W, aunque en realidad no hay datos suficientes para establecerla con claridad.

En la península Ibérica es patente el contraste entre la costa cantábrica, en donde su carácter principal es la ría, que suponemos debida al hundimiento del borde, con la occidental, meridional y levantina. En esta última, sobre todo, se observan claramente las graderías de playas levantadas, bien dotadas por sus depósitos orgánicos, abundantes en conchas de excelente conservación. La historia de las variaciones del nivel del mar en el contorno del golfo de Vizcaya, constituido por las costas francesas e inglesas, conserva numerosos episodios de ingresiones y regresiones del mar, con depósitos marinos o continentales (playas, turberas), en unos sitios al aire libre, en otros anegados bajo el mar. Clásicos son los ejemplos ofrecidos por los monumentos megalíticos de la Bretaña francesa, que demuestran una sorprendente movilidad cortical. Simon (42) ha podido ver que en algunos puntos el suelo se ha hundido y se ha levantado en los últimos cuatro mil años. Los menhires, levantados al borde del mar, quedaron bajo las olas por un tiempo hasta la profundidad de varios metros, para volver a asomar de nuevo, recubiertos por sedimentos marinos. Trusheim (44) calcula para la apertura del Canal, unos seis mil años a. de J.-C.

El mar del Norte, el canal de la Mancha, las regiones litorales del sur de Inglaterra y oeste de Francia, son afectadas por movimientos de levantamiento y hundimiento de la corteza terrestre que más arriba, en el escudo escandinavo, han adquirido un considerable desarrollo durante los tiempos cuaternarios y que se continúan en la actualidad, como se sabe por las clásicas observaciones hechas en el contorno del mar Báltico.

Contrasta esta riqueza de episodios de fechas geológicas recientes de las costas francesas e inglesas del golfo de Vizcaya con la escasez de ellos en la cantábrica. Si en parte debemos atribuirlo a la rareza de las observaciones, estimamos que la causa principal reside en su carácter dominante de paredón abrupto, que se hunde

rápido bajo las olas sin quedar orlado por depósitos litorales de alguna extensión, en donde las oscilaciones marinas pudieran haber dejado sus huellas. El dato que suponemos de mayor interés por ahora es el obtenido por E. Hernández-Pacheco en 1912, en la cueva de San Antonio, en Ribadesella (Asturias). En el interior se encuentra un ciervo pintado por el hombre del paleolítico superior. La entrada de la cueva queda a poca altura sobre el nivel del mar y el fondo de su oquedad se halla anegado bajo el agua, precisamente donde destaca la pintura prehistórica. Se deduce así por aquel autor que la cueva habitada por el hombre quedó luego invadida por el mar en su zona más profunda al ascender éste de nivel. Es posible que las zonas cársticas del litoral asturiano, señaladas por E. y F. H.-Pacheco y por otros autores, hayan quedado también anegadas por este movimiento positivo del mar en época prehistórica.

Por nuestra parte, el hallazgo de gravas fluviales del río Oyarzun en la bahía de Pasajes, a distintos niveles al aire libre y además ocultos entre los sedimentos asturianos hasta los 25 metros de profundidad, nos indica también la realidad de este hundimiento (13).

O. Cendrero (8) señala en la playa de Noja, al oeste de la bahía de Santoña (Santander), la presencia de una turbera, actualmente anegada, si bien para F. H.-Pacheco (25) este dato no significa movimiento actual alguno.

Sobre las causas que motivan estos movimientos del mar se distinguen varias hipótesis. En general, se atribuyen las variaciones del nivel del mar, durante el cuaternario y en la época actual, a la formación de las potentes masas glaciares de las regiones polares y de las montañas elevadas de todas las latitudes. Las glaciaciones retienen el agua y correlativamente el nivel del mar desciende. En cambio, durante los períodos interglaciares, al fundirse el hielo, el mar sube de nivel. Con esta causa universal de las alteraciones del nivel del mar, interfieren otras, atribuidas al movilismo tectónico, es decir, a los movimientos de ascenso y descenso de los bloques de la corteza terrestre, que en la línea de cambio de mar a tierra encuentran un medio seguro de comprobación. Todavía existen otras causas, como las climáticas, que en ciertos puntos contribuyen a crear estas variaciones de nivel.

A la última gran fase de la glaciación cuaternaria, la wurmiense, ha seguido otra de fusión de los hielos, que ha producido la transgresión «flandense» (de Flandes, en francés «flandrien»), cuya

presencia se ha reconocido no sólo en las costas del canal de la Mancha y del golfo de Vizcaya, sino también en otros mares, especialmente en el Mediterráneo. La edad de esta invasión marina es posterior al paleolítico. A esta transgresión, en parte de la Europa Occidental, ha seguido una última transgresión, la «dunquerqueuse», realizada al comienzo de la era cristiana, que llevó la orilla a un nivel superior en dos o tres metros por encima del actual.

En las costas frisonas del mar del Norte, C. Schott ha podido precisar recientemente (39) el avance progresivo de la transgresión flandense, que se inicia hacia el noveno milenario antes de Jesucristo y es seguido de oscilaciones, que modifican en gran amplitud estas costas tan llanas. Asimismo, este autor registra con detalle las regresiones de la época del bronce y la nueva transgresión, dunquerqueuse, cuya presencia se ha podido demostrar desde la isla de Sylt, en la costa de Schleswig-Holstein, hasta las de Calais, en Francia y este de Inglaterra.

El reciente estudio de Hazera (23) sobre la ría del Nervión, nos señala la extensión que ocupan en ella los depósitos flandenses. Este autor ha podido reconocer la topografía preflandense, sobre todo, el curso del río anterior a la ingresión marina.

En nuestra costa, los depósitos de la ría de Pasajes, cuyos testigos de sondeo contienen bien conservados los restos de la fauna y flora estuarina, especialmente de organismos silíceos (esponjas, diatomeas), deben pertenecer asimismo a la transgresión flandense.

En la actualidad, las grandes anomalías climáticas que se registran en todo el mundo, la persistente tendencia del clima a hacerse más templado por doquier, la fusión de los glaciares de montaña y de los casquetes polares, se reconoce en el aumento progresivo del nivel del mar. En las costas atlánticas de Norteamérica, Marmer (35) señala un aumento de varias pulgadas en los últimos veinticinco años. El autor duda entre atribuirlo al deshielo o al hundimiento del borde de los bloques corticales. Las medidas recogidas en distintos institutos geográficos por B. Gutenberg y más tarde por A. Cailleux (5, 6), dan el valor medio de 1.300 milímetros por milenio para este aumento general del nivel de los océanos, atribuido a la fusión glaciaria. En muchos sitios, este valor sufre alteraciones, positivas o negativas, que deben proceder de las deformaciones de los bloques de la corteza terrestre por reajuste isostático. Las observaciones de los autores europeos confirman estos reajustes, sobre

todo en el macizo escandinavo y su orla meridional, que alcanza hasta las costas atlánticas de Francia e Inglaterra.

B. Gutenberg (en 5) recoge algunos datos de la península Ibérica, señalando para el período entre 1874 y 1934 un ascenso de 1.500 milímetros por milenio en Alicante, en tanto que en Cádiz, al contrario, se registra un descenso de 300 milímetros por milenio entre 1880 y 1923.

En la costa vecina de Francia, A. Cailleux (5) anota una elevación por milenio de 900 milímetros, en Biarritz, y de 1.100 milímetros, en San Juan de Luz; en tanto que, en Les Sables d'Olonne (Vendée), la costa se ha hundido a razón de 1.100 milímetros por milenio, entre 1885 y 1950, y en La Pallice (Vendée), 1.100 milímetros por milenio en ese mismo período. Luego, más al norte, en Brest (Bretaña), vuelve a registrarse un levantamiento, entre 1807 y 1936, de 500 milímetros por milenio, y en Cherburgo (Normandía), de 1.800 milímetros por milenio, entre 1885 y 1950.

Cailleux (6) considera igualmente como causas generales de estas oscilaciones del nivel del mar, las variaciones resultantes de la fusión de los glaciares y las compensaciones isostáticas correlativas. Las deformaciones terrestres de carácter regional y aun local interfieren con estas otras oscilaciones generales y dan tales valores, tan diferentes en distancias relativamente cortas, como son las que se miden entre las estaciones francesas anotadas. En la actualidad existe una elevación general del nivel del mar, pero se reconoce una conducta distinta en el litoral afectado por ella en donde actúa la isostasia: en las costas de sedimentación intensa se observa una tendencia al hundimiento, debida al peso de los materiales acumulados; en cambio, las costas rocosas parecen mostrar un alzamiento, resultante de la denudación que aligera los bloques corticales.

3. Sobre la morfología litoral de la costa cantábrica.

Si se contempla la tierra desde alta mar, la perspectiva que ofrecen los 480 kilómetros que, en números redondos, abarca la costa cantábrica, yendo desde el cabo Higuer hasta la ría de Foz en la provincia de Lugo, se reparte en dos grandes grupos de fisonomía litoral: desde el cabo Higuer hasta poco más allá de Castro Urdiales, los montes, de escasa altura relativa, y las lomas, formadas por los terrenos calizos y margosos del cretácico, avanzan hasta el cantil marino y sus escarpadas laderas quedan cortadas bruscamente por este último, sin que pueda distinguirse apenas un indicio de plataforma elevada, estructural o de erosión, de replano o rasa que les

forme una orla o antemural de superficie llana de alguna extensión. En cambio, poco después de pasar Castro Urdiales se inicia una disposición de llanuras de diversa altitud y de variadas dimensiones, que más allá, al llegar a Asturias, adquieren un sorprendente y enigmático desarrollo en las «sierras planas» de Pimiango, Pechón, La Borbolla, etc., cuya altitud llega en algunos puntos hasta los 260 metros. Al pie de estas sierras planas se extienden las «rasas», de menor altitud, que luego, más al oeste, dominan el paisaje litoral y conservando una altura regular sobre el mar alcanzan las rías del norte de Galicia. La ría de Foz marca su límite occidental, ya que después los cordales graníticos del macizo galaico alcanzan de nuevo el mar.

Estas planicies de arrasamiento tan acabado eran ya conocidas de los geólogos antiguos (Schulz, 1858 ; Barrois, 1882), quienes las describen gráficamente diciendo que son «superficies enteramente planas, como si hubieran sido niveladas artificialmente». En 1927, la publicación del trabajo de Ch. Depéret (en 12) nos indujo, en unión de J. Royo, a exponer los datos por nosotros recogidos en Asturias y Santander. Como ya indicábamos en nuestra nota (12), ésta la considerábamos «a modo de inmediato comentario» al estudio de Depéret. Los diversos niveles de arrasamiento los agrupábamos de modo tal, que pudieran referirse a los cuatro distinguidos por aquel autor en las costas mediterráneas. Para nosotros, los arrasamientos costeros de Asturias y Santander eran también de origen marino, si bien anotábamos la dificultad de probarlo por la falta de fósiles, aunque, en cambio, hacíamos constar la presencia de cantos rodados y arenas en varios sitios y atribuimos la dificultad en hallar los fósiles, que, por el contrario, tanto abundan en las terrazas levantinas de la península Ibérica, a la rareza de sus depósitos en las playas cantábricas, al igual que actualmente ocurre, como puede comprobarse fácilmente durante la bajamar. Dándonos cuenta de la dificultad que para una asimilación absoluta a los cuatro niveles determinados por Deperet ofrecía la diversidad de los hallados por nosotros, admitíamos como posible que las condiciones tectónicas de detalle hubieran influido en las epirogénicas de conjunto.

Ya en nuestra nota resumíamos las opiniones en pro y en contra de la hipótesis del origen marino de las planicies litorales de Asturias y Santander, y por mi parte, en una comunicación verbal a la Real Sociedad Española de Historia Natural, poco posterior a la

publicación de la nota de 1927, hice ver la complejidad del problema y la presencia de ciertos rasgos morfológicos en el litoral de la ría de Candás (Asturias), que podrían interpretarse como creados por cauces fluviales venidos de un país que estuviera situado más hacia el norte de la costa actual, sin negar, no obstante, el origen marino para gran parte de las planicies de altitud baja.

Nuestra nota dió motivo a otras en donde se negaba este origen marino para las rasas litorales cantábricas y especialmente para las asturianas. En estos últimos años, el trabajo más completo sobre las planicies de arrasamiento de Asturias se debe a F. Hernández-Pacheco (25), quien, tras resumir los anteriores hasta la fecha de su publicación, describe con gran detalle los varios niveles distinguidos, sobre todo, en la parte oriental, y extiende sus observaciones hasta el centro y lado occidental de la costa asturiana y comienzo de la gallega, en donde, en la ría de Foz, en la provincia de Lugo, se extingue la morfología especial de las rasas litorales.

Conforme con E. Hernández - Pacheco, Conde de la Vega del Sella y E. Cueto, este autor supone que el arrasamiento del terreno que ha allanado el accidentado relieve asturiano es de origen continental. Una vez realizada la erosión subaérea, el país experimenta fenómenos de inmersión durante el plioceno superior, que se acentúan más, en una segunda fase, hacia el oeste, con basculación de la costa y descenso a niveles de poca altitud, de las planicies costeras. La mayor potencia de los aluviones en la ría de Ribadeo, comparados con los de las rías orientales, confirma este mayor valor de la inmersión litoral hacia el oeste. Más tarde, en el reducido espacio de la playa de la Franca, en el segmento oriental, H.-Pacheco señala la presencia de una rasa de abrasión marina, elevada 5-6 metros sobre el nivel actual del mar, que indica la emersión, probablemente de edad siciliense superior o milaciense inferior. Las masas de aluviones continentales que recubren la rasa marina, pueden ser del villafranquiense superior o del siciliense inferior. Después, el bloque continental asturiano permanece estable, como lo demuestra la cueva de San Antonio, en Ribadesella, con su pintura magdaleniense, invadida por el mar.

Tras la descripción de las detenidas observaciones realizadas por F. H.-Pacheco en Asturias, este autor pasa a exponer sus argumentos en favor de la tesis sustentada del origen continental de las rasas litorales. A fines del mioceno y durante todo el plioceno se desarrolla la rasa continental, que en su parte más alta se enlaza con la depre-

sión terciaria de Oviedo, mientras que hacia el mar se prolonga bajo las olas, sobre todo, en la región comprendida entre Llanes y Gijón. Hacia los 50 kilómetros como máximo, al norte de la actual línea de costa, la plataforma submarina termina bruscamente en un talud, que inicia la gran fosa cantábrica. Para F. H.-Pacheco, coincidiendo con la hipótesis de E. H.-Pacheco, la zona litoral emergida se corresponde con otra más amplia, hundida ahora bajo el mar. Los valles subsecuentes, paralelos a la costa, así como los aluviones cercanos a ella, señalan también la existencia de esta antigua tierra, ahora oculta por el agua. El gran desarrollo de las cuevas, simas y torcas de las zonas calizas del litoral indica su antigüedad, su compleja evolución, en la que pueden señalarse hasta dos o más ciclos sucesivos de erosión cárstica, seguidos de otro final que provoca el rejuvenecimiento de la red subterránea al quedar ésta situada a poca distancia del mar, el cual guía así su red de desagüe. La ausencia de formas de erosión marina en los frentes que limitan los arrasamientos litorales, así como la de los depósitos marinos correspondientes, que, en cambio, están reemplazados por aluviones continentales, indica la imposibilidad de aceptar otro origen que el continental. Por las mismas razones, el análisis de las rasas lleva a F. H.-Pacheco a negar la existencia de los cuatro niveles cuaternarios de Depéret.

Sintetizando su hipótesis, F. H.-Pacheco supone que la gran rasa continental, constituida en el plioceno inferior, de relieve uniforme, al quedar sumergida y ser atacada por la erosión marina, comienza a diferenciarse en otras de diverso nivel, relacionado con su composición litológica. Entonces, los segmentos de rocas resistentes, como son las areniscas cuarcitosas, quedan poco a poco exentos; las calizas carboníferas se carstifican y su nivel se reduce en altitud; en las calizas jurásicas, poco permeables, pero fuertemente replegadas, se crea un movido relieve de cerros y vallejos, que luego es atacado y destruido por la erosión marina y se reduce así la anchura de la primitiva rasa continental. Al continuar el proceso del mar, ya a fines del plioceno, la franja de calizas jurásicas ha desaparecido bajo las olas y la costa alcanza las calizas carboníferas. El hundimiento litoral, de edad siciliense, obliga a la red fluvial a adaptarse a las continuas modificaciones estructurales. Al final del siciliense o a comienzos del interglaciar güinz-mindel, la costa, en un segmento muy localizado, como es la playa de La Franca, se eleva 5-6 metros y, finalmente, en el paleolítico superior, la costa se estabiliza.

Por un momento, para luego rebatirla, F. H.-Pacheco acepta la

hipótesis de los arrasamientos marinos, defendida por otros, y en una serie de gráficos, idéntica a la que traza para la suya del arrasamiento continental, señala los sucesivos levantamientos de la costa, a partir de la penillanura, de fecha pliocénica inferior. Así, la inmersión de la costa durante el plioceno inicia la serie de las rasas hasta llegar al estado actual. Pero el autor insiste en que para admitir esta posible evolución morfológica sería necesario haber hallado restos de sedimentos marinos, por lo cual la rechaza en absoluto. M. de Terán (43), poco después, supone asimismo de origen continental la rasa de Ribamontán al Mar, en Santander, y señala la presencia de niveles más elevados.

En 1954, Birot y L. Solé (1), al estudiar la morfología litoral de Galicia, llegan también por el este hasta la ría de Foz, en donde señalan, como F. H.-Pacheco, la vasta plataforma costera de las rasas asturianas, que suponen de origen marino, conforme con la opinión de los antiguos observadores. Las razones que Birot y Solé exponen en favor de su tesis, son : la topografía perfectamente plana, sólo realizable en rocas blandas, mientras que aquí aparecen arrasadas las cuarcitas duras, con un régimen continental de clima subárido, que los autores suponen que nunca ha existido en esta región. La conservación de la plataforma apenas es compatible con la edad villafranquiense, supuesta por F. H.-Pacheco. Además, en Rinlo, al sur de Ribadeo, los autores señalan la existencia de depósitos marinos típicos, como son las arenas de playa y gravillas de cuarzo, que en la proximidad de los ríos pasan a gravas fluviales de mayor tamaño. Estos depósitos quedan recubiertos por otros, cuyo aspecto hace pensar en su origen por solifluxión durante el último período glaciár. Para estos autores, la plataforma de abrasión podría ser de edad tirreniense. En cambio, coincidiendo con F. H.-Pacheco, admiten la basculación de la rasa única del oeste de Asturias, que desde los 100 metros de altitud, en Busto, descende hasta los 10, en Foz, en la provincia de Lugo. Este movimiento de inmersión ha debido facilitar el arrastre y destrucción de los materiales esparcidos sobre la plataforma de abrasión, que ha precedido al depósito de los mantos de solifluxión wurmienses. Asimismo, este movimiento cortical negativo ha motivado la invasión del mar y la constitución de las rías.

En 1955, C. A. Cotton (9), al criticar la teoría del arrasamiento marino, según las ideas clásicas de Johnson (1919), comenta el estudio de F. H.-Pacheco y señala también la dificultad de admitir el largo período de retroceso del cantil marino que este último autor supone

para trasladar la costa hacia el interior de la tierra en una distancia de seis millas, ya que la historia del cuaternario nos hace ver la movilidad del nivel del océano, frecuente durante este período. Cotton se inclina a admitir que la configuración de la costa podría explicarse con la retirada del acantilado a niveles sucesivamente más bajos.

A. Guilcher, en ese mismo año (21), asigna la edad normaniense a la playa levantada de La Franca, ya señalada por F. H.-Pacheco (quien, por el contrario, la data del siciliense superior o del interglacial giünciense-mindeliense). En los aluviones que la recubren, Guilcher distingue dos depósitos, de origen distinto uno de otro. El más bajo, que recubre la rasa normaniense, es una playa antigua, cuya potencia alcanza los dos metros, constituida por arena y cantos rodados; encima reposa un manto de cantos esquinados, de arenisca cuarcítica, empastados en una masa fina, que parece ser depósito periglacial, y cuya edad sería la wurmiense, comparable a los mantos de soliflucción de Cornuailles y Macizo Armoricano. Lo mismo uno que otro de ambos depósitos son frecuentes en otros litorales, mientras que en el cantábrico español hasta ahora sólo se ha hallado en este punto de Asturias. Guilcher señala también la presencia de cantos rodados de origen marino en Villapedre (Luarca, Asturias), sobre las rasas anteriores (que el autor no precisa en cuanto a su altitud).

Igualmente, en 1955, Llopis (34) fija la distribución de los depósitos cuaternarios en un segmento de la costa asturiana entre los cabos Busto y Vidio. La plataforma litoral se debe a la abrasión marina; su altitud entre ambos cabos oscila entre los 60 y los 90 metros. Entre cabo Busto y Cadavedo, los cantos y arenas, que la recubren, según Llopis, son en absoluto idénticos a los que se forman en la zona de abrasión actual. Este autor, lo mismo que los que le han precedido, nota la total ausencia de una fauna marina que pudiera consolidar su opinión. La edad de esta plataforma de abrasión marina, lo mismo que los depósitos marinos que soporta, es probablemente la tirreniense. Luego quedó invadida por los depósitos periglaciares, tal vez del risiense. Conforme con Guilcher, Llopis supone una nueva fase de abrasión, uljiense (normaniense), seguida de otro depósito de soliflucción, de edad probable wurmiense. El autor señala también la deformación de la plataforma por un movimiento epirogénico, entre Luarca y Ribadeo.

En las páginas que anteceden hemos hecho un resumen de los trabajos recientes sobre la debatida cuestión de las plataformas litorales de Asturias. Por nuestra parte, no pudiendo por ahora volver

a estudiarla con el detalle que exige, reanudando así el tema iniciado en 1927, nos limitamos aquí a un breve comentario. Este es un problema complejo, ya que reúne en sí, por un lado, la génesis de las penillanuras continentales y por otro la de las rasas marinas. Se reconoce que si todos los autores que han tratado sobre la morfología cantábrica se hallan conformes en asignar a los niveles más altos (los que superan los 90-100 metros de la plataforma siciliense de Depéret) un origen continental, de arrasamiento subaéreo, en cambio, se establece una división de opiniones al llegar a las más bajas. La tendencia actual a admitir el origen marino para las plataformas inferiores, lleva a los autores, salvo a F. H.-Pacheco, a considerar la plataforma de los 60-90 metros de altitud como resultado de la abrasión marina, mientras que las sierras planas, que nosotros en 1927 datábamos del plioceno y de origen marino, y los niveles intermedios, hasta llegar al más bajo, excepto éste de los 60-90 metros, se suponen, conforme con aquel autor, de origen continental. Sin embargo, los argumentos que inducen a tal discriminación, como son el arrasamiento de los estratos hasta crear las planicies y los depósitos de arenas y cantos rodados, también se pueden aplicar a estos niveles superiores, como ya indicamos en la nota de 1927. Se hace necesaria, por tanto, una revisión del problema en todos estos niveles investigando y determinando si esos depósitos de arenas y cantos rodados proceden en verdad del mar o de los aportes fluviales, ya que hasta ahora no se ha logrado encontrar resto fósil alguno que decidiera la cuestión.

Es posible que la tectónica del tipo fallas verticales o subverticales desempeñe un papel hasta ahora no reconocido claramente y que la fragmentación de las masas corticales que integran la región litoral dé lugar al juego contrapuesto de los bloques. Así, a la erosión diferencial, que lo mismo en la penillanura subaérea que en la rasa marina, al quedar al aire libre, hace que las cuarcitas se destaquen mientras las pizarras se desmoronan y rebajan su altura o las calizas se disuelven y carstifican, etc., se añadiría la desnivelación resultante, de este desequilibrio, de carácter isostático, de los bloques corticales. Por un momento pensamos en la flexura continental de Bourcart y Jessen, que acaso podría haber actuado en esta costa con mayor intensidad que en las restantes del contorno del golfo de Vizcaya. O. T. Jones (28) observa en las costas inglesas las variaciones tan grandes de altitud que hay entre playas referibles a la misma edad y supone que la causa reside no tanto en los movimientos eustáticos del mar como en los levantamientos y hundimientos de los segmentos terres-

tres. A este mismo resultado llegábamos también nosotros en un recorrido hecho por la costa sur de Inglaterra, desde Brighton hasta Gower, en 1933.

D. Hafemann (24) admite, asimismo, estas modificaciones locales, de carácter tectónico, que alteran la línea de costa inglesa impuesta por el aumento de nivel del mar, de dos a tres metros, realizado a partir de los primeros siglos de la era cristiana.

Una vez más hemos de desear que los estudios batimétricos con las nuevas técnicas del sondeo ultrasonoro, del registro sísmico, etc., se prosigan con mayor intensidad en la costa cantábrica española. Hasta ahora, las escasas líneas de sonda obtenidas frente a las costas de Asturias, Santander, Vizcaya y Guipúzcoa nos hacen ver una disposición de hondos valles, abiertos hacia el norte o el noroeste, que se inician en la isobata de los 200 metros y que descienden rápidamente, con paredes escarpadas hacia la isobata de los 500 metros, en donde la sonda suspende su investigación. Nada hace sospechar otra disposición que la de un talud abrupto, que se hunde hacia los grandes fondos oceánicos, con su borde tallado por gargantas o cañones, de desarrollo semejante al «gouf» del cabo Bretón, al norte de Bayona.

La especial topografía litoral de las sierras planas y rasas elevadas, que tan típicas se presentan en el centro de la costa cantábrica en Asturias y Santander, queda, como ya antes decimos, limitada por otras en las que los cordales montuosos se acercan a la orilla directamente. Al extremo occidental de las rasas litorales, el macizo galaico, constituido por rocas graníticas y estratocrystalinas, muestra una compleja evolución de sus rías (7), en donde se reconocen la acción de los movimientos epirogénicos y la labor abrasiva del oleaje. Al hundimiento creador de las rías ha seguido una elevación general, que se demuestra por las pequeñas plataformas de abrasión, las cuales, en algunos sitios, aparecen superpuestas, indicando así otros tantos levantamientos epirogénicos. Los cauces de algunos ríos del oeste de Galicia poseen en su tramo inferior, rápidos y cascadas, que son debidos a esta deformación y levantamiento reciente de la costa. El macizo galaico, formado por rocas de remota edad geológica está, como se ve, lejos de permanecer inmóvil, lo que se revela por las variaciones del nivel del mar en su borde.

En cuanto al otro extremo que limita este sector central de las rasas litorales cantábricas, en el cual nos hallamos, constituido por terrenos de edad cretácica y numulítica, su historia geológica durante el cuaternario se asemeja a la del segmento del litoral francés, que

va desde el Bidasoa hasta Labenne, poco más arriba de Bayona, en donde las arenas diluviales de Las Landas ocultan estos mismos terrenos. Y. Deler (11), al estudiar la evolución morfológica de la costa vasca francesa, entre la desembocadura del Adour y la del Bidasoa, señala el estado más avanzado de las superficies de erosión continental en la parte francesa. Estas superficies quedan cortadas por la erosión marina. El autor señala la terraza de abrasión de San Martín, en Biarritz, situada a 8-9 metros sobre el nivel actual del mar, e indica la existencia de otros niveles anteriores, sin detallarlos. Los depósitos de conchas marinas en la gruta formada bajo la cornisa de socavación de la terraza de San Martín hacen surgir la duda al autor sobre si son sedimentos originales o concheros dejados allí por el hombre prehistórico.

Th. Lefebvre (33) describe con amplitud los niveles de erosión continental que distingue en la provincia de Guipúzcoa y en parte de la costa francesa contigua y señala también la presencia de las terrazas marinas al este del Bidasoa. Las rías deben su origen a la última elevación del nivel del mar. La meseta o «plateau» de San Juan de Luz es un fragmento de la penillanura continental del cuarto nivel (comprendido entre los 100 y los 15 metros de altitud sobre el nivel actual del mar), que mientras queda sin desarrollarse al oeste del Oria, se va ampliando a medida que se pasa hacia el Bidasoa. Para Lefebvre, la sumersión aparece atestiguada por las turberas litorales que se conservan entre Biarritz y Guethary, así como por las rías en general.

L. Papy (37) señala la antigua plataforma de abrasión de Les Sables d'Olonne (Vendée) y las terrazas marinas que distingue en la costa entre las desembocaduras del Loira y del Gironda. La invasión flandense ha sido en esta costa de gran importancia y el autor la atribuye al movimiento eustático del mar, mejor que a un hundimiento continental. En la costa acantilada de Fouras (Rochefort), en los estratos horizontales de calizas duras del cenomanense, existe una antigua terraza de abrasión, que se alza varios metros sobre el nivel actual. En el cantil de Bourgenai se halla una sucesión de depósitos, encima de la caliza hettangiense, que comprende niveles paleolíticos, sobre los cuales descansan arenas y gravas con restos neolíticos, a su vez recubiertos por otros galo-romanos, ocultos finalmente por depósitos eólicos, todo lo cual demuestra la movilidad de este sector. Los depósitos de arcillas azules con restos de bivalvos de especies aún vivientes, las playas conservadas en el fondo de las

bahías antiguas, las turberas, indican el alcance de la ingresión flandense. Las conclusiones a que llega este autor coinciden con las de otros, en cuanto a las sucesivas altitudes que ha alcanzado el mar durante el cuaternario.

J. Sermet, en un estudio reciente sobre el relieve del país vasco español, publicado en su obra (41), incluye datos morfológicos sobre la costa, ampliando así su primera publicación sobre este mismo tema (40). Este autor es el primero en señalar la presencia de las rasas en el extremo oriental de la provincia de Santander, en Castro Urdiales, desde donde después se hacen más frecuentes hacia el oeste. Si, en principio, Sermet admite el origen marino para las rasas inferiores, en cambio, aceptando la tesis continental de E. y F. H. Pacheco, supone que las más elevadas son de origen subaéreo y señala la especial fisonomía de antepaís que adquiere el conjunto de arrasamientos al norte de las montañas cantábricas. La única rasa que Sermet señala en el país vasco, el pedúnculo del «Ratón de Guetaria», sobre el cual se asienta esta última, es, en contra de lo que este autor supone, el talud escarpado de un vallejo cortado por el mar (fig. 26), idéntico a los de otros puntos del litoral de Guipúzcoa, ya indicados en el presente trabajo. El carácter de «costa estructural» que Sermet asigna a la de nuestra provincia aparece, en efecto, bien patente, como lo muestra la figura 40. Conforme con Lefebvre, Sermet distingue los niveles de erosión continental en los alrededores de San Sebastián y anota la falta de antepaís en su litoral de rasas y de planicies de origen continental, en contraste patente con el resto de la costa cantábrica, desde Galicia hasta el país vasco francés, lo que le da así un carácter particular al relieve de Guipúzcoa.

Las observaciones que por nuestra parte venimos haciendo sobre la morfología general del país confirman también los puntos de vista de estos autores, cuyas obras aquí reseñamos. Ya en la nota de 1950 indicamos el interés que tienen las plataformas de erosión continental en torno a la ría de Pasajes. En otra pequeña nota (17) fijamos la situación de un resto de terraza del río Oria, encima de Usúrbil, hasta ahora el único testigo indudable del paso del río por la rasa de los 65 metros. Ya en tal nota indicábamos que, en gran parte, la falta de las terrazas de aluviones se debe a que éstos, formados, sobre todo, por los cantos rodados de la arenisca roja y ofita triásicas y de la arenisca gris aptiense, materiales todos ellos muy resistentes a la meteorización y disgregación atmosféricas, son utilizados para la construcción de los caseríos y por esta causa sólo, por pura casua-

lidad, se libran las terrazas de aluviones fluviales de su total desaparición. Sin embargo, quedan las rasas como representantes de su presencia, lo que permite obtener datos sobre la evolución morfológica de los valles que las contienen.

En la región litoral francesa, entre Biarritz y el Bidasoa, se observa la decapitación o destrucción de la parte alta de los vallejos cortados por la labor del mar, afluentes a los valles paralelos a la costa por el lado interno, que quedan así colgados sobre el acantilado, de modo idéntico al ya señalado en Motrico, Zumaya y Guetaria.

Si bien admitimos su posible formación, hasta ahora en el litoral guipuzcoano no hemos podido reconocer la presencia de los depósitos periglaciares, del tipo head, que en la Bretaña francesa y en la costa meridional de Inglaterra se presentan bien característicos. Bajo el término inglés de «head», se designa por los geólogos ingleses el escombros poligénico, que en mantos extensos recubre el substrato rocoso antecuaternal y cuyo origen se debe a los fenómenos de solifluxión causados por el deshielo y rehielo acaecidos durante las fases glaciares del pleistoceno al borde de los potentes casquetes de hielo de procedencia nórdica, que invadieron una buena parte del oeste europeo. Según hemos observado nosotros, en algunos puntos de la costa del Devon y Cornuailles, estos depósitos adquieren un gran espesor y se alzan sobre las playas levantadas recubriendo las arenas y gravillas de origen marino.

Guilcher (19) señala numerosos puntos con depósitos de «head» en la costa de la Bretaña francesa y, como ya antes decimos, halla otro testigo periglacial en la playa de La Franca, en la costa asturiana. No es de extrañar que en lugar no lejano a los focos glaciares de los Picos de Europa puedan haberse organizado estas formaciones periglaciares. Asimismo, los contienen las rasas estudiadas por Llopis (34) e incluso Birot y Solé los encuentran mucho más al oeste, en Rinlo, al sur de Ribadeo (1).

Como fenómenos indicadores de climas más fríos podrían considerarse los cantos agrietados en «corteza de pan», que O. Riba (comunicación verbal) encuentra en la cresta de caliza danense de la playa de San Telmo, en Zumaya. Sin embargo, la interpretación de estos cantos agrietados, que se han reconocido más al interior de la Península, en materiales de distintas edades, es todavía problemática, por lo que por ahora dejamos de considerarlos aquí.

OBRAS CONSULTADAS

1. BIROT, P. et SOLÉ SABARÍS, L.: Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Public. Inst. Geol. Universidad. Barcelona, 1954.
2. BOURCART, J.: Les frontières de l'Océan. París, 1952.
3. BOURCART (en la obra «El Mar», Labor. Barcelona, en prensa).
4. BUEN, F. DE: Caracteres del zécalo continental del golfo guipuzcoano. Inst. Españ. de Oceanografía. Madrid, 1933.
5. CAILLEUX, A.: Récentes variations du niveau des mers et des terres. *Bull. Soc. Géol. de France*, 1952.
6. CAILLEUX, A.: Ampleur des régressions eustatiques. *Bull. Soc. Géol. de France*, 1954
7. CARLÉ, W.: Las rías bajas gallegas. Estudios Geográficos. Madrid, 1949.
8. CENDRERO, O.: Las dunas de Noja (Santander). *Bol. R. Soc. Españ. Hist. Nat. Madrid*, 1929.
9. COTTON, C. A.: The theory of secular marine planation. *American J. of Science*, 1955
10. CUESTA, J.: Toponimia de los fondos del Cantábrico (apuntes para la carta de pesca). Inst. Español de Oceanografía. Madrid, 1943.
11. DELER, Y.: Esquisse morphologique de la côte basque française entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidassoa. *Rev. Geogr. des Pyrénées et du S. O. Toulouse*, 1932.
12. GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO, J.: Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *Bol. R. Soc. Españ. de Hist. Nat. Madrid*, 1927.
13. GÓMEZ DE LLARENA, J.: Datos para la historia geológica de la ría de Pasajes. Estudios Geográficos. Inst. J. S. Elcano Madrid, 1950.

14. GÓMEZ DE LLARENA, J. : Observaciones geológicas en el *flysch* cretácico-numulítico de Guipúzcoa.—Monografías del Instituto Lucas Mallada.—I, núm. 13. II, núm. 15. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 1954, 1956.
15. GÓMEZ DE LLARENA, J., y RODRÍGUEZ ONDARRA, P. : La inundación del 14 de octubre de 1953 en Guipúzcoa. Estudios Geográficos. Madrid, 1954.
16. GÓMEZ DE LLARENA, J. : Geografía Física, Enciclopedia Labor. Barcelona, 1955.
17. GÓMEZ DE LLARENA, J. : Terrazas fluviales. Munibe. San Sebastián, 1955.
18. GÓMEZ DE LLARENA, J. : Datos paleontológicos del *flysch* litoral de Guipúzcoa : El *vraconiense* de septarias de Motrico. Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, núm. 50. Madrid, 1958.
19. GUILCHER, A. : Le relief de la Bretagne méridionale de la Baie de Douarnenez a la Vilaine. La Roche-sur-Yon, 1948.
20. GUILCHER, A. : Morphologie littorale et sous-marine. Presses Universit. de France. París, 1954.
21. GUILCHER, A. : La plage ancienne de La Franca (Asturies). C. R. S Acad. Sc. París, 1955.
22. GUTENBERG, B. (en Cailleux, A.-5.)
23. HAZERA, J. : La basse vallée du Nervion et la ria de Bilbao. Publicación núm. 12 de «Aranzadi». San Sebastián, 1956.
24. HAFEMANN, D. : Zur Frage der jungen Niveau-Veränderungen an den Küsten der Britischen Inseln. Akad. der Wissenschaften und der Literatur. Wiesbaden, 1954.
25. HERNÁNDEZ-PACHECO, F. : Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. XVI Congr. Internat de Géographie. Lisboa, 1950.
26. IRIBARREN, R., y NOGALES, C. : Obras marítimas, oleaje y diques. Madrid, 1954.
27. IZAGUIRRE, R. DE : El Urumea y los Puertos donostiarras. Monografías de la Sociedad de Oceanografía de Guipúzcoa, San Sebastián, 1930.
28. JONES, O. T. : Some Observations on Recent Geological Movements of the British Coastline. Antiquity, 1934.
29. JUNG, K. : Boden-Unruhe, Brandung und Gebirgsbau. Natur und Volk. Frankfurt, a M., 1936.

30. KANNENBERG, F. G. : Die Steilufer der Schleswig-Holsteinische Ostseeküste. Problemé der marinen und klimatischen Abtragung, Schriften des Geographischen Instituts. Kiel, 1951.
31. KUENEN, PH. H. : Experimental abrasion of pebbles, 2. Rolling by current. *The Journal of Geology*, 1956.
32. LAMARE, P. : Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mem. Soc. Geol. France. Paris, 1936.
33. LEFEBVRE, TH. : Les modes de vie dans les Pyrénées atlantiques orientales. Paris, 1933.
34. LLOPIS, N. : Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias), Speleon. Oviedo, 1955.
35. MARMER, H. A. : Is the Atlantic Coast sinking? The evidence from the tide. *Geogr. Review*, 1948.
36. PANZER, W. : Brandungshöhlen und Brandungskehlen. *Erdkunde*, 1949.
37. PAPY, L. : La côte atlantique de la Loire a la Gironde. Bordeaux, 1941.
38. RUIZ DE GAONA, M. : La fauna principalmente numulítica de la serie terciaria guipuzcoana. Inst. L. Mallada, Consejo Sup. de Investig. Científicas. Madrid, 1948.
39. SCHOTT, C. : Die Westküste Schleswig-Holsteins, Probleme der Küstensenkung. Schriften des Geograph. Instituts der Universität, Kiel, 1950.
40. SERMET, J. : Notes sur l'état morphologique actuel de la côte basque espagnole. *Rev. Géograph. des Pyrénées et du Sud-Ouest*. Toulouse, 1930.
41. SERMET, J. : La personnalité et les limites géographiques du pays basque espagnol. *Annales du Midi*. Toulouse, 1956.
42. SIMON, W. : Kulturgeschichtliche Mäler als erdgeschichtliche Marken. *Natur und Volk*. Frankfurt, a. M., 1942.
43. TERÁN, M. DE : Ribamontán al mar. Estudios Geográficos. Madrid, 1951.
44. TRUSHEIM, F. : Die Entstehung des Kanals. Wie und wann ist England Insel geworden? *Natur und Volk*. Frankfurt, a. M., 1943.
45. ZEUNER, F. E. : Pleistocene Shore Lines, *Geol. Rundschau*. Stuttgart, 1952.

ADVERTENCIAS A NUESTROS COLABORADORES

Los originales que se entreguen para su publicación en este Boletín, deberán prepararse con arreglo a las siguientes normas:

1.^a Deberán escribirse a máquina, a doble espacio y por una sola cara del papel.

2.^a El título expresará de un modo conciso el contenido del mismo.

3.^a Las referencias bibliográficas se harán por llamada al pie de página, indicándose: nombre del autor (en iniciales) y apellidos (en versalitas); denominación de la revista o libro (en cursiva y en forma abreviada); indicación de la serie (entre paréntesis); si se trata de libros, se añadirán editorial, población y año.

4.^a Estos antecedentes bibliográficos se reducirán estrictamente a los que tengan relación inmediata con el trabajo.

5.^a Cuando se haga referencia a algún método general ya establecido por otros autores, se omitirá la descripción de dicho método, citando tan sólo el trabajo original en que figure.

6.^a Los gráficos y esquemas se limitarán en lo posible y deberán dibujarse sobre papel vegetal, con tinta china, teniendo cuidado de que no excedan de dos o tres aumentos sobre las dimensiones lineales de nuestra publicación y de que estén dibujados los trazos, guarismos y letras con energía suficiente para que su lectura sea fácil una vez reducidos al tamaño adecuado.

7.^a Los esquemas y fotografías que deban ser considerados a escala, deberán ir acompañados de una clara especificación de los aumentos del original, con objeto de que, una vez hecha la reducción en el grabado, puedan calcularse con exactitud los nuevos aumentos.

8.^a Las ilustraciones, tanto fotografías como dibujos, deberán hacerse teniendo en cuenta el contenido del punto 6.^o de estas advertencias y que han de prestarse, por su claridad, a una reproducción perfecta. En el caso de que algún autor no disponga de elementos adecuados para remitir pruebas fotográficas que llenen tales requisitos, deberá enviarnos los negativos originales, acompañados de una prueba testigo, numerada. Si se trata de microfotografías, pueden remitirsenos las preparaciones para que sean reproducidas en nuestros laboratorios, con indicación en la preparación del campo que interesa fotografiar.

9.^a Los caracteres o tipos a emplear en la impresión deberán determinarse en los originales de la siguiente manera:

Cursiva: _____
VERSALITAS: _____
VERSALES: _____
Negritas: _____

10.^a Cuando se envíen las pruebas al autor, para su corrección, deberá efectuarse ésta en un plazo no superior a diez días, teniendo en cuenta que cualquier modificación que altere el texto original sólo podrá hacerse previa consulta a nuestra Junta de publicaciones, ya que los originales entregados para su publicación a este Instituto se consideran siempre como definitivamente redactados.

11.^a Aquellos originales que no se ajusten a las normas precedentes podrán ser desechados por la Junta de publicaciones o, en caso de que ésta decida rehacer algunos esquemas o gráficos en forma apta para su reproducción, se cargarán los gastos que se originen al autor del trabajo.

12.^a Los autores acompañarán, en francés o inglés (o simplemente en castellano), un resumen de su trabajo, que no excederá de una extensión de 10 líneas de nuestro Boletín.



FIG. 3. — Vientos permanentes en la Península Ibérica. Recopilación¹ de los doce meses del año. Km. h. de la escala, significa velocidad en kilómetros por hora, según la obra (26).



FIG. 4. — La ensenada de Aitzchuri entre Sacuneta (Zaconeta, de la figura) y Mariantón. Copia¹ de la «Carta que comprende desde el cabo Ogoño hasta Guetaria», del Servicio Hidrográfico de la Armada. Madrid, 1930.



FIG. 5.—La costa de la punta de Cardal, en Motrico, según el «Plano del Puerto de Motrico», de la Dirección de Hidrografía, Madrid, 1903, adicionado en 1905 y corregido en 1910. Actualmente han desaparecido, por la labor abrasiva del mar, casi todos los escollos aquí señalados como exentos durante la pleamar.



FIG. 6.—Cara superior de estratos del *flysch* albiense con pistas del paso de organismos sobre su superficie y rizaduras de oleaje («riplemarks»). Largo del martillo, 50 cms. Deva, km. 43 de la carretera general.

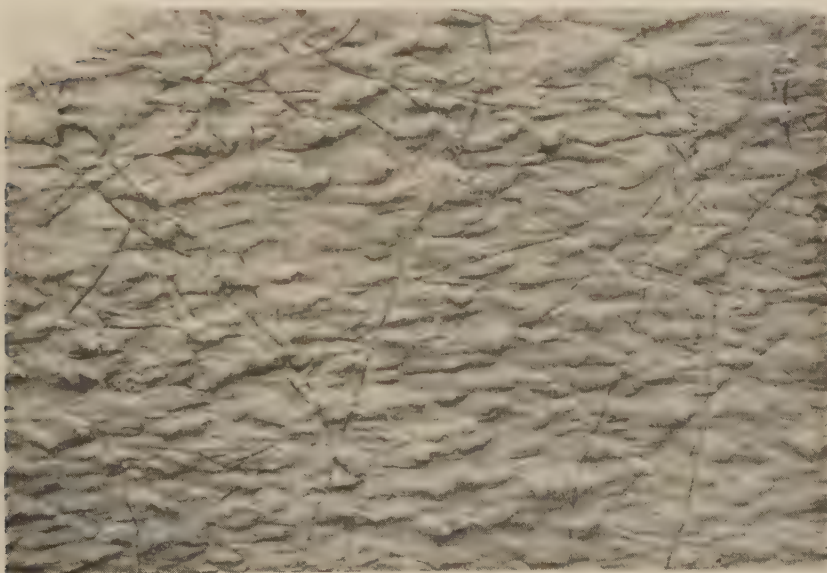


FIG. 7 —Cara inferior de un banco de arenisca del *flysch* eoceno, con relieves en «sacacorchos». Playa de Mariantón. Zumaya.

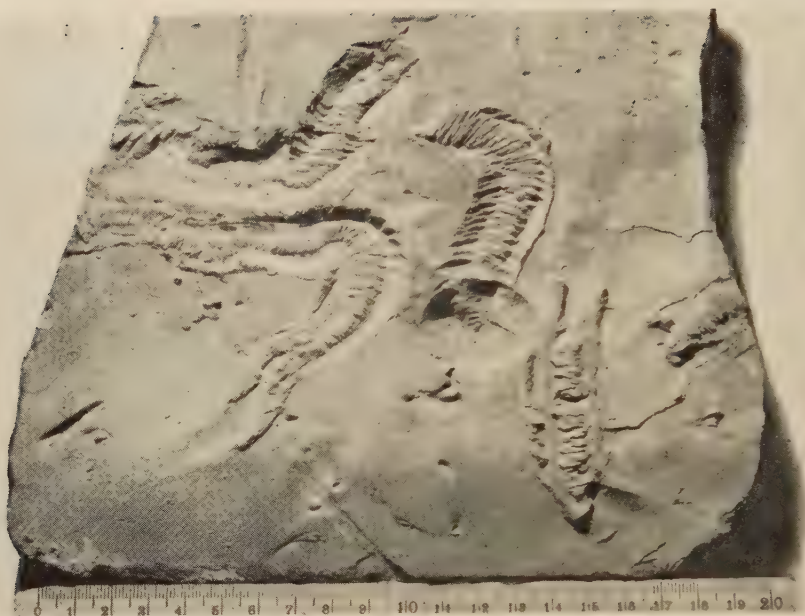


FIG. 8.—Cara superior de un estrato del *flysch* eoceno, *Scolicia*: pista en hueco producida por el paso de un molusco gastrópodo afín a *Bullia*. Punta de Mariantón. Zumaya.



FIG. 9.—Cara inferior de un estrato del *flysch* eoceno, con pistas en relieve. La malla fina es *Palaeodichthyon inutum* Kindelán. Las pistas rectilíneas y flexuosas son el contramolde del paso de gusanos. Km. 20, carretera entre Zarauz y Guetaria.



FIG. 10.—Corte geológico en la playa de Cardal, Motrico. Las margas lignitosas vracónienses (albienses) contienen, interestratificados, lentejones y septarias de siderita, que forman pequeños resaltos, más resistentes a la abrasión, según muestra la fotografía de la figura 21.

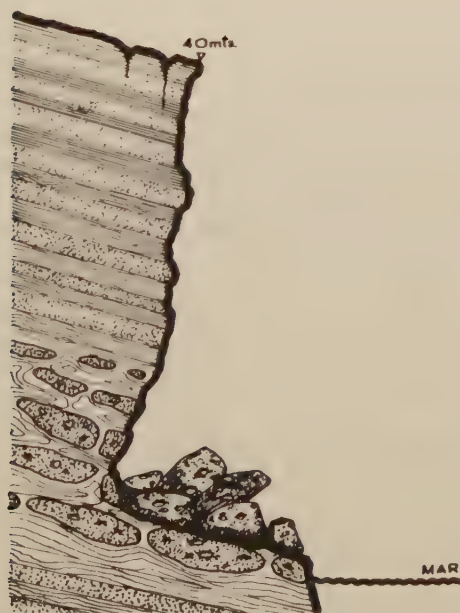


FIG. 11.—El cantil desplomado de la punta de Alcolea, Motrico. La potente serie de areniscas y pizarras alternantes, de edad albiense, contiene intercalado un grueso banco formado por un deslizamiento submarino. Los grandes bloques sueltos de arenisca se acumulan al pie del cantil, descansando sobre la reducida plataforma de abrasión.

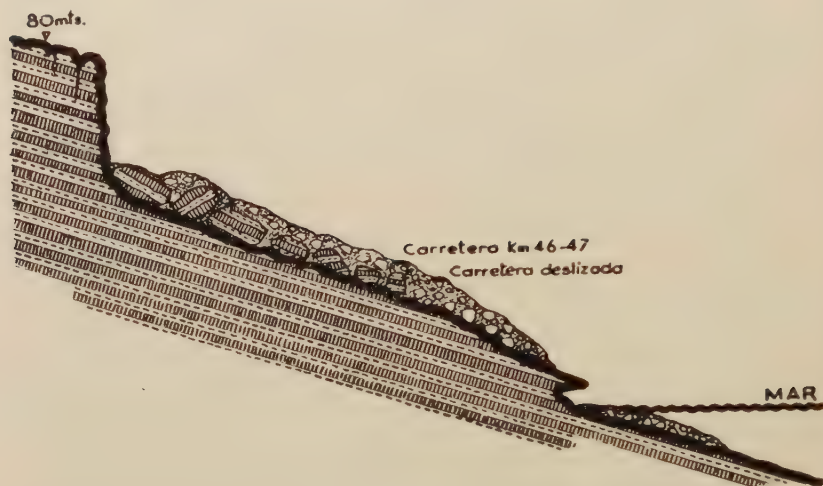


FIG. 12.—El gran argayo de la carretera entre Deva y la punta de Alcolea. Un paquete de gran volumen, de estratos del *flysch* cretácico, ya desplomado antes de construirse la carretera, sigue desliziéndose de vez en cuando, lo que obliga a la reconstrucción subsiguiente de aquélla.



FIG. 13.—Sección transversal de la plataforma de abrasión de Aitzchuri, Zumaya, durante la bajamar. En esta figura y en la 31 se sintetizan las observaciones obtenidas:

1. Rasa formada en los estratos subverticales (figuras 24, 29 y 31).
2. Bloques sueltos en forma de tablas o lastras, poco atacadas por la labor de redondeo del oleaje.
3. Bloques sueltos más fragmentados y redondeados que en 2.
4. Cantos grandes desparramados sobre la rasa.
5. Cantos pequeños, redondeados, que recubren otros grandes.
6. Losas levantadas hacia la costa en el sentido de su eje mayor (figura 32).
7. Cordón litoral de gravas (figura 33).
8. Escombros caídos del cantil (figura 24).



FIG. 14.—Perfil transversal del cerro que se alza sobre la playa de San Telmo, en Zumaya, trazado sobre las casetas de baño, visibles en la fotografía de la figura 23. El acceso de Zumaya a la playa de San Telmo se hace por una carretera que queda sobre ella a 20 metros de altura, desde la cual se desciende luego por una escalera.

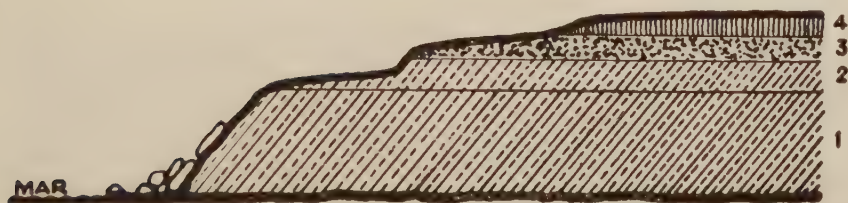


FIG. 15.—La formación de los niveles de meteorización en las areniscas calizas numulíticas del cabo Higuer, en Fuenterrabía:

1. Areniscas compactas no alteradas.
2. Areniscas descompuestas, en las que aún se conserva la estratificación.
3. Tierra blanca arenosa, en la que ha desaparecido toda huella de estratificación.
4. Tierra vegetal, negra, húmifera y carbonosa.



FIG. 16.—Poza de evorsión (de remolino o de erosión torbellinar) en la margal vraconiense, descubierta durante la bajamar. Playa de Cardal, Motrico. La roca del fondo, a la izquierda *in situ*, no ha sido eliminada por la acción abrasiva del remolino.

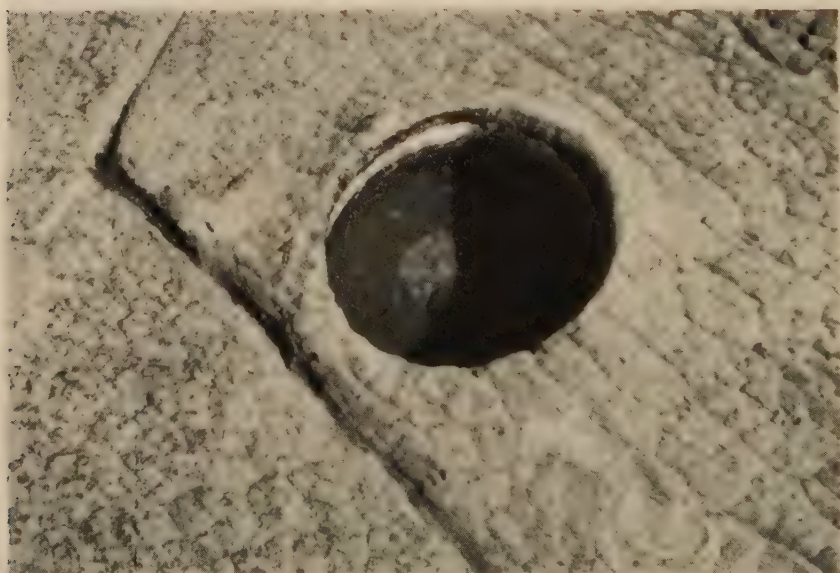


FIG. 17.—Otro ejemplo de poza de evorsión, próximo al de la figura 16. Se ha formado un hueco de contorno cilíndrico perfecto, de cerca de medio metro de profundidad. En el fondo hay arenas y cantos rodados.



FIG. 18.—Algunas de las pozas o pilas de remolino se alzan formando conos, labrados en la marga. Playa de Cardal, Motrico.



FIG. 19.—La labor destructora torbellinar en una fase avanzada. El nivel de base de la evorsión parece estar formado aquí por las gravillas, las cuales recubren un substrato liso y compacto de la misma marga. Playa de Cardal, Motrico.

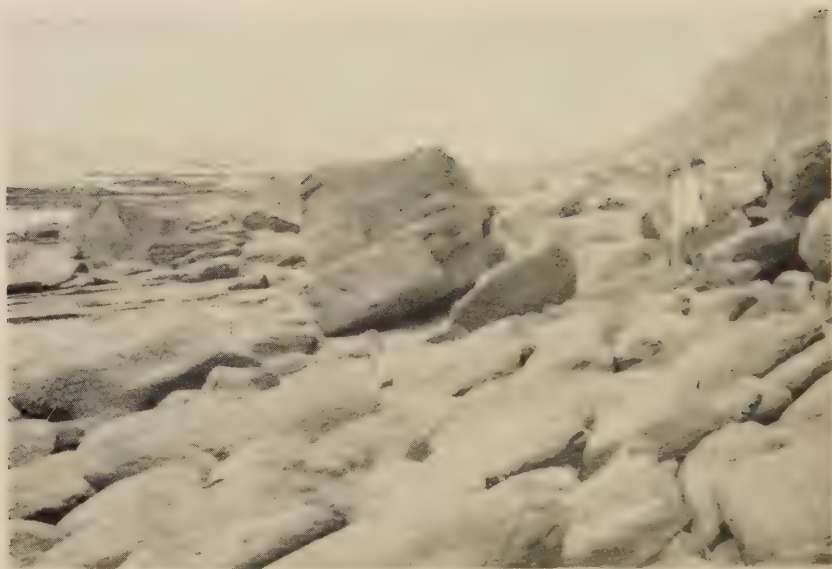


FIG. 20.—Los bloques de la marga vraconiense, fácilmente disgregable, desprendidos del acantilado, pierden pronto sus esquinas, bajo la acción del oleaje, que los deja apilados unos sobre otros al pie del primero. Entre Motrico y Saturrarán.



FIG. 21.—Los lentejones de siderita, intercalados en las margas vraconienses, forman resaltes en la superficie alisada de la rasa mareal. (La figura 10 muestra el corte geológico esquemático de este lugar.) Playa de Cardal, Motrico.

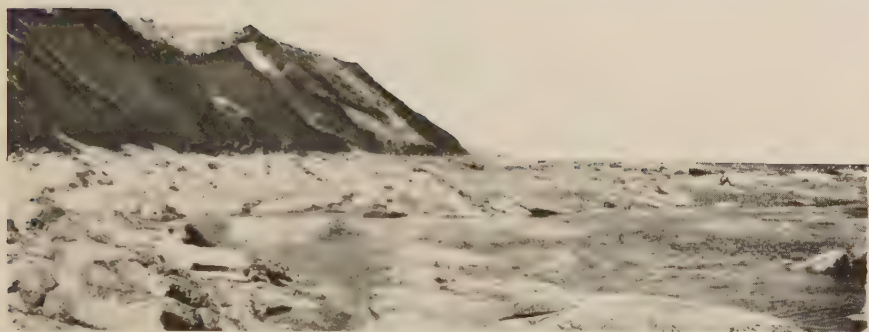


FIG. 22.—La plataforma de abrasión entre Saturrarán y Motrico, durante la bajamar. En la pared acantilada de la izquierda se ve el perfil de un vallejo cortado por el rápido avance de la labor demoledora del mar.



FIG. 23.—Zumaya, playa de San Telmo, vista desde lo alto del crestón de caliza danense que la cierra por su lado oeste. Las casetas de la playa están al pie del vallejo cortado por la abrasión marina. La figura 14 muestra el perfil de este vallejo. Parte de Zumaya, al otro lado del cerro, es visible a la derecha de esta fotografía.

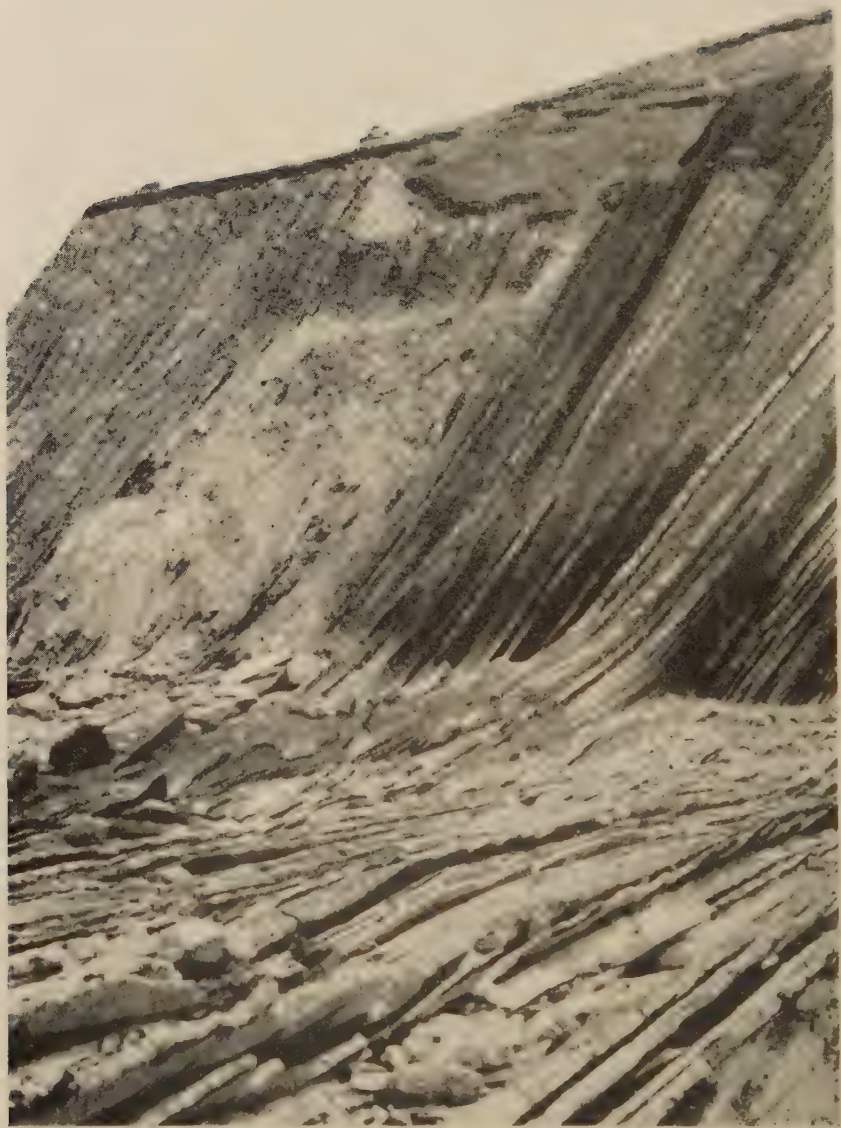


FIG. 24.—Ensenada de Aitzchuri. Zumaya. Los estratos, subverticales o de pronunciada inclinación del *flysch* senonense superior, son cortados por la labor abrasiva del oleaje. A la izquierda, argayo reciente.



FIG. 25. — Sólo en muy raros sitios existe la balma o trompa de abrasión, que se forma con mayor facilidad cuando los estratos son horizontales. Aquí aparece reducida al punto en donde una pequeña falla ha cortado la potente serie de estratos del *flysch* senonense. Aitzchuri, Zumaya.



FIG. 26. — Guetaria se halla edificada sobre la ladera oriental de un pequeño cerro. La abrasión marina ha separado de él el extremo de la península, que actualmente forma la isla de San Antón.



FIG. 27.—Zumaya, paredones que se alzan sobre la ensenada de Aitzchuri. El desplome de los paquetes de *flysch* senonense mantiene vivo el escarpe, que llega ya al camino. El vallejo de la derecha tiene una pendiente contraria al mar.



FIG. 28.—Zumaya, cerca de Sacuneta (Zaconeta, de la figura 4). En primer término, una arista aguda separa el cantil marino (derecha) de la ladera del vallejo (izquierda). El pequeño cerro del centro, detrás de la casa, está cortado por un paredón vertical al lado opuesto.



FIG. 29. — La plataforma de abrasión o rasa mareal de la ensenada de Aitzchuri, Zumaya, durante la bajamar.



FIG. 30. — Panorama de los valles cortados por la abrasión marina, entre Zarauz y Guetaria.
Al extremo derecho, la isla de San Antón (Ratón de Guetaria).

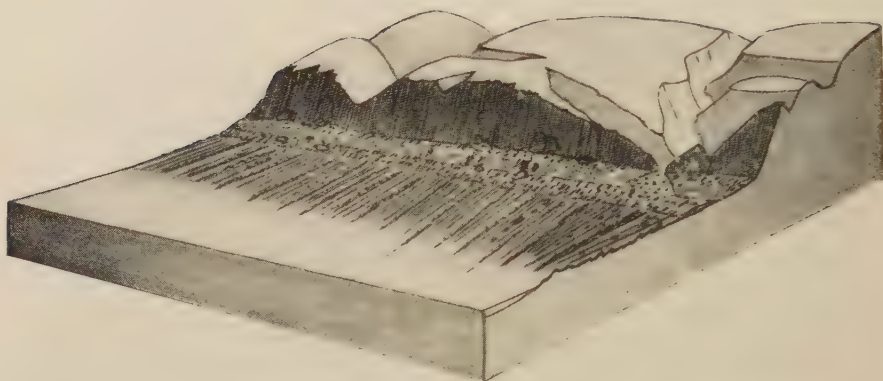


FIG. 31.—Bloque-diagrama que representa, en esquema, la ensenada de Aitzchuri, Zumaya (véase la explicación de sus elementos en la figura 13).



FIG. 32.—Aitzchuri, Zumaya. Los bloques de arenisca caliza, reducidos a losas de contorno redondeado y empujados por las marejadas fuertes, quedan apilados en el sentido de su eje mayor, formando el talud del cordón litoral (número 6, de la figura 13).



FIG. 33.— Aitzchuri, Zumaya. Cordón litoral (número 7, de la figura 13) adosado directamente a la zona de argayos (número 8, de la figura 13).



FIG. 34.— Guetaria, playa de Campaya. En el pequeño cordón litoral de gravas gruesas se encuentra un ejemplo, poco característico, de las puntas salientes y medias lunas de fugaz duración, formadas por el oleaje («beach cusps»).

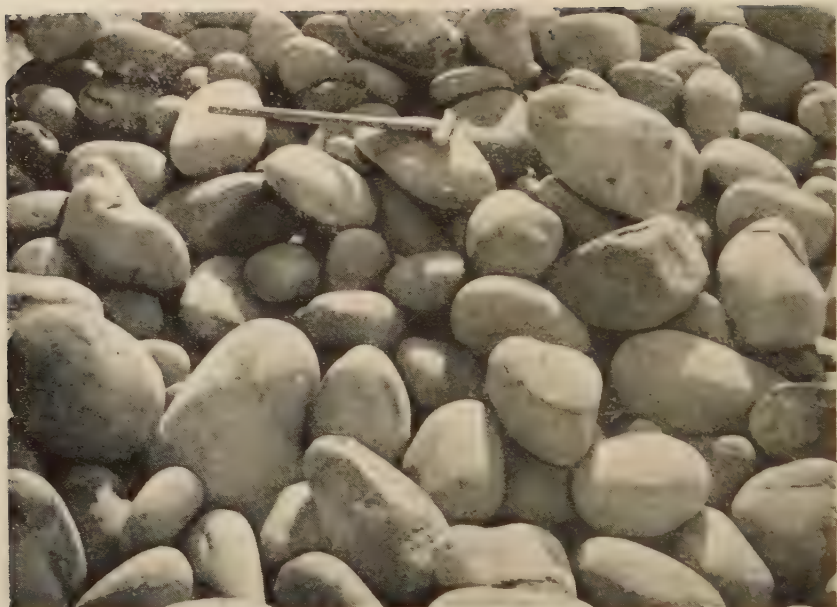


FIG. 35.—Cantos rodados de la arenisca caliza eocena. Costa, fuera de la ría de Orio. Largo del martillo, 50 cms.



FIG. 36.—Bahía de Illarguita, en primer término. Al fondo, Jaizquibel (550 m. alt.), que en la figura 40 está visto desde el aire. El contorno, más o menos circular de la pequeña bahía de Illarguita, es un pequeño ejemplo de concha de abrasión (cuyo desarrollo más completo se encuentra en algunos puntos del litoral inglés: Lulworth (Cave, Dorset).



FIG. 37. — Las diaclasas que cortan el paredón de caliza danense en la playa de San Telmo, Zumaya (figura 23, primer término), facilitan la formación de cuevas al pie del cantil por la acción del oleaje.



FIG. 38. — San Sebastián. En primer término, la isla de Santa Clara muestra los estratos subverticales del *flysch* eoceno, que se hunden rápidamente bajo el mar.



FIG. 39. — Jaizquibel, desde el aire. Los gruesos bancos de arenisca caliza eocena buzan hacia el mar y se hunden rápidamente bajo el agua.

Fot. C. G. de Llarena.



FIG. 40.—Entre cabo Híguer y Puerto Moco, Jaizquibel. La costa, formada por gruesos bancos de arenisca caliza numulítica, con buzamiento hacia el mar, desaparece rápidamente bajo el agua sin que llegue a formarse la plataforma de abrasión. En la fotografía, la parte inferior de los bancos, más oscura, muestra el nivel alcanzado por la marea.

- 85.—JOSÉ RAMÓN BESADA RIAL y LORENZO RODRÍGUEZ MOLÍNS : «Determinación colorimétrica del glucógeno en el mejillón (*Mytilus edulis*).» (Encuadernado con el anterior.)
- 86.—LORENZO RODRÍGUEZ MOLÍNS : «Determinación colorimétrica del cobre en el agua de mar y en el mejillón (*Mytilus edulis*).» (Encuadernado con los dos anteriores.)
- 87.—LORENZO RODRÍGUEZ MOLÍNS y JOSÉ RAMÓN BESADA RIAL : «Estudios químicos sobre el mejillón (*Mytilus edulis*) de la ría de Vigo.» (Encuadernado con los tres anteriores.)
- 88.—A. FERNÁNDEZ DEL RIEGO : «Geognosia y Geotectónica de la ría de Vigo.»
- 89.—A. FERNÁNDEZ DEL RIEGO : «Las condiciones de estancamiento en mares interiores, fiordos, bahías y rías, con especial referencia a la de Vigo.» (Encuadernado con el anterior.)
- 90.—J. GONZÁLEZ PEÑA : «Estudio comparativo de la fracción «arcilla» de algunos sedimentos del litoral español. Con un Apéndice de J. PÉREZ MATEOS, sobre «Mineralogía de la fracción «arena» de los sedimentos marinos que se estudian.»
- 91.—A. ARÉVALO AROCENA : «La fosfatación «directa» de las estructuras marinas.»
- 92.—A. FERNÁNDEZ DEL RIEGO : «El contenido en carbono orgánico, nitrógeno orgánico, fósforo y hierro en los sedimentos de la ría de Vigo y sus variaciones en relación con la profundidad.»
- 93.—P. BALLE : «Análisis cuantitativo del fitoplancton del puerto de Palma de Mallorca, durante los años 1954-55.»
- 94.—P. BALLE : «Nuevos datos sobre el desarrollo del fitoplancton del puerto de Palma de Mallorca. (Desde abril de 1956 a diciembre de 1957).» (Encuadernado con el anterior.)
- 95.—P. BALLE : «Análisis cuantitativo del fitoplancton del puerto de Palma de Mallorca. (Desde noviembre de 1953 a marzo de 1956).» (Encuadernado con los dos anteriores.)
- 96.—R. MOLINIER y J. PICARD : «Nota preliminar sobre algunas poblaciones marinas de la isla de Mallorca.» (Encuadernado con los tres anteriores.)
- 97.—JESÚS ARAVIO-TORRE y JAVIER VILLEGAS : «Estudios sobre algas industriales españolas.—I. Influencia del tratamiento previo sobre el rendimiento y calidad del agar obtenido del *Gelidium*.»
- 98.—RAMÓN FERNÁNDEZ CREHUET y MARÍA JESÚS DEL VAL CORDÓN : «Observaciones oceanográficas en la bahía de Málaga. (Marzo 1955 a marzo 1957).»
- 99.—RAMÓN FERNÁNDEZ CREHUET y MARÍA JESÚS DEL VAL CORDÓN : «Estudio preliminar sobre la biometría, biología y variación del contenido graso del boquerón (*Engraulis encrasicolus* (L.)) de Málaga.»
- 100.—RAFAEL LÓPEZ COSTA y LORENZO RODRÍGUEZ MOLÍNS : «Conservación de la sardina por congelación y tratamiento previo.—Primera parte.»

NOTA.—Pedidos y correspondencia al Sr. Secretario del INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA, Alcalá, 27. Madrid.

